Г. Г. ТАРАКАНОВ

ТРОПИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

Допущено
Министерством высшего
и среднего специального образования СССР
в качестве учебного пособия
для студентов вузов,
обучающихся по специальности «Метеорология»



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1980

Рецензенты: А. Ф. Кивганов, Л. К. Смекалова (Одесский гидрометеорологический институт), В. П. Садоков, Б. С. Чучкалов (Гидрометеорологический научноисследовательский центр СССР).

Научный редактор В. М. Радикевич (Ленинградский гидрометеорологический

Рассматриваются закономерности развития атмосферных процессов в тропиках. Даются сведения о пространственном и временном определении основных метеоэлементов. Освещаются особенности синоптического анализа в тропической зоне и вопросы, связанные с образованием; эволюцией и перемещением синоптических объектов. Особое внимание уделяется тропическим циклонам. Приводятся основные результаты исследований по материалам ТРОПЭКС-72 и ТРОПЭКС-74.

Предназначена в качестве учебного пособия для студентов гидрометеорологических институтов и соответствующих факультетов университетов. Может быть полезна специалистам, интересующимся процессами, происходящими в тропической атмосфере.

In the book, the fundamental features of atmospheric processes in tropics are discussed. Information on main meteorological values, their space and time variability is given. Special technique of synoptic analysis in the tropical zone is described. Particular attention is paid to the tropical cyclones and to some other synoptic objects in low latitudes; their formation, evolution and movement are discussed. movement are discussed.

The basic results of the TROPEX-72 and the TROPEX-74

are reflected in some way.

The book is intended for University and Hydrometeorological Institutes students, studying meteorology, and it may also be useful for any meteorologist interested in the tropical atmospheric processes.

> Ленинградский Гидрометсорологический ин-т **БИБЛИОТЕНА** Л-д 198196. Малоохтенский пр.,

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый учебник написан в соответствии с действующей в Ленинградском гидрометеорологическом институте программой специального курса «Тропическая метеорология», который читается студентам-метеорологам.

В учебнике содержатся сведения о процессах, происходящих в атмосфере тропической зоны, о режиме основных метеорологических элементов, а также излагаются общие принципы ана-

лиза и прогноза погоды.

Для написания учебника использовались результаты большого числа исследований тропической атмосферы, проведенных в последнее время советскими учеными: Р. В. Абрамовым, А. М. Боровиковым, Р. Ф. Бурлуцким, Г. Н. Витвицким, Е. М. Добрышманом, В. Н. Ивановым, Д. Л. Лайхтманом, Л. С. Мининой, А. Н. Невзоровым, М. А. Петросянцем, В. М. Радикевичем, Н. А. Романовой, Ю. А. Романовым, В. С. Самойленко, И. Г. Ситниковым, А. И. Снитковским, А. И. Фальковичем и др., а также результаты исследований, выполненных зарубежными учеными: М. А. Алякой, У. М. Греем, С. Джорданом, П. Катасварамом, Е. Крюгером, Б. Миллером, Т. Ниттом, Е. Пальменом, С. Пальмером, К. Рамеджем, Г. Рилем, Г. Флоном, Р. Фростом, М. Янаи и др.

Повышенное внимание к тропической зоне, наметившееся в 70-х годах, привело к появлению большого числа публикаций, посвященных исследованию различных аспектов метеорологии тропиков. В ряде случаев суждения о происходящих здесь процессах противоречивы, по-разному трактуются одни и те же факты, даются различные оценки порядка метеорологических величин. Кроме того, часто не совпадает мнение ученых об ис-

пользовании тех или иных способов прогноза.

В учебник включены в основном результаты исследований, которые являются общепризнанными или не вызывают сомнений у большинства исследователей тропической атмосферы. Противоречивые результаты и недостаточно обоснованные выводы в учебник не включены. Опущены также частные методики и результаты исследований, относящиеся к небольшому району и не представляющие общего интереса.

Поскольку курсу «Тропическая метеорология» предшествует изучение основных метеорологических дисциплин (общей метеорологии, динамической метеорологии, аэрологии и радиометеорологии, синоптической метеорологии, численных методов прогноза погоды и климатологии), во избежание дублирования многие вопросы изложены достаточно кратко. Это оправдано

тем, что студенты уже владеют фундаментальными знаниями в области метеорологии. Так, например, в учебнике не рассматриваются все синоптические и численные методы прогноза погоды, применяемые в умеренной и тропической зонах, которые изучаются в курсах синоптической метеорологии и численных методов прогноза погоды. Здесь излагаются лишь некоторые особенности прогнозирования погоды, свойственные тропической зоне.

Ограниченный объем учебника не позволил отразить все полученные к настоящему времени результаты исследований тропической атмосферы. Для того чтобы как-то восполнить этот недостаток, в книге помещен список литературы, рекомендуемый читателю для более глубокого изучения того или иного вопроса тропической метеорологии.

Автор выражает искреннюю благодарность сотрудникам ЛГМИ Б. М. Воробьеву, Л. Г. Качурину, В. Г. Морачевскому, Б. Д. Панину и В. М. Радикевичу за ценные советы и консультации, данные ими в процессе написания и редактирования учебника.

1. ВВЕДЕНИЕ

1.1. ПРЕДМЕТ ТРОПИЧЕСКОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ. основные особенности атмосферы тропической зоны

Тропическая метеорология изучает особенности строения атмосферы тропической зоны и происходящих в ней процессов. Приступая к изучению тропической метеорологии, естественно в первую очередь определить границы тропической зоны.

Географически тропическая зона лежит между тропиками Рака и Козерога. Метеорологи часто ограничивают тропическую зону широтами 30° северного и южного полушарий. Такое определение слишком условно и не может быть общепризнанным. Хорошо известно, что изменения свойств атмосферы не носят

строго широтного характера.

Некоторые метеорологи считают тропической ту часть атмосферы, которая расположена между приземным положением осей субтропических поясов высокого давления. Однако такое определение недостаточно точное, в связи с тем что при ослаблении давления в этих поясах граница оказывается размытой и не всегда может быть установлена.

В 1954 г. Риль дал определение, согласно которому границы тропической атмосферы совпадают с линиями раздела между восточными и западными потоками в средней тропосфере. Тропическая атмосфера в северном полушарии лежит южнее раздела, а в южном — севернее. Поскольку линия раздела между восточными и западными течениями в средней тропосфере не остается постоянной в течение года, границы тропической зоны атмосферы также не могут быть зафиксированы. В течение года границы мигрируют, смещаясь в более высокие широты в летнем полушарии и опускаясь в более низкие в зимнем.

Определение тропической зоны атмосферы было бы наиболее строгим, если бы оно включало совокупность общих кинематических и термодинамических свойств, отличающих тропическую зону атмосферы от внетропической, однако сформулировать такое определение пока еще не представляется возможным.

Тропическая зона земного шара получает от Солнца огромное количество тепла, а излучает в мировое пространство намного меньше. Следовательно, тропики являются накопителями энертии. Полярные районы, наоборот, расходуют тепла больше, чем получают его от Солнца, и потому являются «холодильниками». Потери тепла в высоких широтах компенсируются переносом его океаническими и воздушными течениями из более низких

широт. Таким образом, существенная часть «работы атмосферы» как тепловой машины заключается в переносе тепла из райо-

нов, где оно в избытке, в районы, где его недостает.

Механизм переноса чрезвычайно сложен и сопровождается рядом процессов преобразования энергии. В атмосфере возникают сложные системы движения, циклонические и антициклонические вихри разных масштабов, формируются зоны сильных и слабых ветров, образуются облака и выпадают осадки. Именно эта сложная система движений, именуемая общей циркуляцией атмосферы, ответственна в конечном итоге за формирование крупномасштабных особенностей погоды, которые, дополняясь мелкомасштабными местными влияниями, и обусловливают локальную погоду.

При изучении атмосферных процессов важно знать не только величину избытка тепла в тропиках и его дефицит в более высоких широтах, но и понимать, посредством каких процессов покрывается недостаток и расходуется избыток тепла. Важно также знать, как и почему образуется избыток тепла. Следовательно, тропическая атмосфера (ее поведение, запасы тепла, механизм передачи тепла в более высокие широты) есть то звено, без которого цепь причинно-следственных связей, ответственных за формирование погоды, оказывается разорванной. Чем глубже наши знания о тропической атмосфере и ее влиянии на более высокие широты, тем увереннее можно разрабатывать методы метеорологических прогнозов разной заблаговременности и успешнее составлять прогнозы.

Таким образом, тропическая метеорология — один из инструментов, которые дают возможность познать причины развивающихся в земной атмосфере процессов на разных широтах, в том числе и в умеренных. Именно огромная роль тропической зоны в формировании глобальных атмосферных процессов и сравнительно малая ее изученность «заставили» организаторов международной Программы исследования глобальных атмосферных процессов (ПИГАП) начать исследования с тропического экспе-

римента (ТРОПЭКС).

Изучение процессов тропической зоны атмосферы важно не только с научной, но и с практической точки зрения. Самолеты Аэрофлота сейчас совершают полеты почти во все районы земного шара, в том числе и в тропические. Советские торговые суда бороздят все океаны мира. Как известно, в настоящее время действует специальная система проводки судов по оптимальным наиболее безопасным курсам. Большую роль в обеспечении авиации и проводке судов играют метеорологи.

Ежегодно в тропических районах земного шара, на юго-западе Тихого океана, на Филиппинах, побережьях Австралии и в районе Карибского моря возникают разрушительные тропические циклоны. В мае и ноябре 1969 г. на побережье Индии обрушились два циклона. Они унесли около тысячи человеческих жизней, причинили ущерб на 300 млн. долларов. Это были циклоны средней интенсивности.

В октябре 1942 г. на западное побережье Индии вышел глубокий циклон. Он унес 15 000 человеческих жизней и уничтожил 60 000 голов скота.

До сих пор помнят в Пакистане жестокий шторм, разразившийся в 1876 г. Циклон большой интенсивности обусловил небывалых размеров волну в Бенгальском заливе. Обрушившись на берег, она стала причиной гибели 100 000 человек и еще примерно столько же человек погибло от последовавших в результате катастрофы эпидемий.

Однако случившееся в ночь с 12 на 13 ноября 1970 г. на побережье восточного Пакистана не идет ни в какое сравнение с вышеприведенными примерами бедствий. Разбушевавшийся в ту ночь циклон газеты назвали «самым жестоким убийцей века». Он стал причиной гибели 200 000 человек, несмотря на то что о его приближении было дано предупреждение. В середине ночи с 12 на 13 ноября в зоне действия циклона скорость ветра достигала 65 м/с. Страшен был не только сильный ветер, но и огромные волны (до 9 м), поднятые им, которые обрушивались на прибрежные острова и побережье. Кроме того, нагонные течения обусловили наводнения, в результате чего были затоплены прибрежные районы.

Не менее опасны периодические засухи в ряде тропических районов. В 1969—1973 гг. катастрофическая засуха поразила район западной Африки — Сахель площадью около 4·106 км². 25 млн. жителей шести стран этого района оказались перед лицом голодной смерти. Особенно тяжело пришлось жителям областей, прилегающих к Сахаре. В эти годы в странах, пораженных засухой, погибло около 80 % поголовья скота.

Атмосфера тропической зоны и процессы, происходящие в ней, имеют ряд особенностей по сравнению с умеренными и высокими широтами. Главные особенности сводятся к следующему.

1. В низких широтах параметр Кориолиса очень мал, а на экваторе он обращается в нуль. Отсюда следует, что в пределах тропической зоны не выполняется условие квазигеострофичности движений в атмосфере. В приэкваториальной зоне применять геострофические соотношения нельзя. В более высоких широтах тропической зоны применять их следует с большой осторожностью, так как при этом возникают большие погрешности из-за малого значения параметра Кориолиса. Здесь порядок нелинейных членов в уравнениях движения оказывается примерно таким же, как и порядок силы барического градиента.

2. Третье уравнение движения обычно преобразуется в уравнение статики в предположении, что атмосферные процессы квазистатичны. Такое предположение справедливо для крупномасштабных процессов. Однако для процессов малого и

среднего масштабов в ряде случаев оно неверно. При сильно развитой конвекции условия статичности нарушаются. Так как в тропической зоне такие условия встречаются в течение всего года, то здесь при рассмотрении процессов малого и среднего масштабов третье уравнение движения записывают с сохранением членов, учитывающих ускорение.

3. Из-за сильно развитой конвекции слой трения в тропической атмосфере распространяется гораздо выше, чем в умеренных и высоких широтах. Порядок величин вязких членов уравнений движения по некоторым оценкам на высоте около 2 км оказывается таким же, как и других членов уравнений, но остается ниже порядка величины градиента давления.

4. Большая влажность тропической зоны значительно увеличивает роль фазовых переходов воды в общем энергетическом

балансе по сравнению с другими районами Земли.

5. Агеострофичность движений обусловливает более четкое проявление в атмосфере тропической зоны процессов дивергенции и конвергенции воздушных потоков. Формирование тех или иных условий погоды здесь чаще всего можно объяснить знаком и значением дивергенции. Исключение составляют, пожалуй, только тропические циклоны. Однако и в них роль дивергенции очень велика.

6. Характерной чертой атмосферы тропической зоны (вне действия тропических циклонов и ВЗК) является очень малая горизонтальная изменчивость метеорологических величин.

7. Для временной изменчивости ряда метеорологических величин в атмосфере тропической зоны свойственна большая периодичность, чем в остальной части атмосферы.

8. В атмосфере тропической зоны нередко создаются условия, при которых мезомасштабные явления и процессы перера-

стают в процессы более крупного масштаба.

О других особенностях тропической зоны атмосферы, являющихся в какой-то мере производными от уже упомянутых, пойдет речь во всех остальных главах книги.

1.2. ОРГАНИЗАЦИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ

Для решения любых метеорологических задач необходима информация о состоянии атмосферы. Качество и количество исходной информации определяет степень успешности и надежности вычисления режимных характеристик, составления метеорологических прогнозов и метеорологического обеспечения различных отраслей хозяйственной деятельности человека. Еще большее значение имеет качество информации для научных исследований.

Основным источником получения информации является сеть наблюдательных станций (метеорологических и аэрологических).

Рассматривая организацию работы сети станций, приходится отвечать на три вопроса:

1. Какова должна быть плотность сети станций?

2. Как часто следует проводить наблюдения?

3. С какой точностью необходимо производить измерения? Не только для сети станций тропической зоны, но и для любой другой сети не существует однозначных ответов на эти вопросы. В зависимости от требований, предъявляемых к информации, от характера и важности решаемых задач, а также от экономических возможностей служб, содержащих сеть станций, на поставленные вопросы могут быть получены самые разные ответы.

Плотность сети метеорологических и аэрологических станций. Исторически сложилось так, что сеть станций в тропической зоне по разным причинам оказалась намного реже, чем в умеренных и высоких широтах. Кроме того, она оказалась крайне неравномерной даже на суше. Чем ближе к экватору, тем реже сеть станций. На огромных пространствах, занятых океанами, метеорологические и аэрологические станции вообще отсутствуют, если не считать станций на отдельных островах. Неравномерность расположения станций и недостаточное их количество создают огромные трудности для получения требуемой информации. Плохая освещенность данными чрезвычайно осложняет проведение как субъективного, так и объективного анализа карт погоды, а в ряде районов делает всякий анализ, особенно объективный, вообще невозможным.

Согласно стандартам Всемирной метеорологической организации (ВМО), максимальное расстояние между метеорологическими станциями не должно превышать 500 км на суше и 1000 км на океанах. Для аэрологических станций это расстояние соответственно составляет 1000 и 1500 км. Существующая в тропиках сеть станций не удовлетворяет этим стандартам, более того, она не рациональна. В ряде районов она гуще, чем

нужно, а в большинстве — значительно реже.

Возникает вопрос, какой же должна быть оптимальная плотность сети? Малочисленность станций, большие расстояния между ними создают проблемы в освещенности данными значительных пространств и, следовательно, ведут к неточности исходного анализа, к ошибкам в прогнозах и ненадежности метеорологического обслуживания. Увеличение числа станций, безусловно, улучшает качество информации, однако строительство, снабжение и эксплуатация станций, особенно аэрологических, связаны с большими затратами. Чрезмерное увеличение числа станций экономически невыгодно.

Поиск возможностей организации рациональной сети одна из важнейших проблем, стоящих перед метеорологами тропических стран. Эта проблема осложняется еще и тем, что при ее решении необходимо принимать во внимание также задачи, которые создаваемая сеть станций призвана решать, и методы, которыми эти задачи будут решаться. Распространение численных методов анализа и прогноза погоды в тропическую зону в первую очередь требует такой сети станций, которая могла бы обеспечить данными для объективного анализа карт погоды. Для этой цели часто используется метод оптимальной

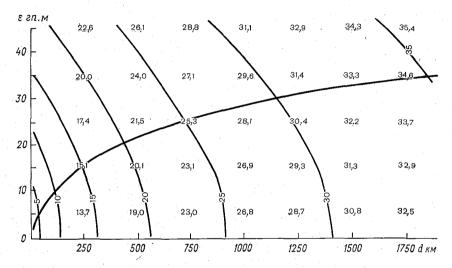


Рис. 1.1. Зависимость средней квадратической ошибки интерполяции высоты поверхности 500 мбар (E_{\min}) от средней квадратической ошибки наблюдений (ϵ) и расстояния между станциями (d).

интерполяции, с помощью которого можно получить связь между средней квадратической ошибкой наблюдения (ϵ), средней квадратической ошибкой интерполяции (E_{\min}) и оптимальным расстоянием между станциями (d).

На рис. 1.1 для поверхности 500 мбар показана связь между E_{\min} , ε и d. График построен на основании статистической обработки данных радиозондирования в тропической зоне (0—30° с. ш.) за пять лет (1958—1963) (колонки чисел—значения средней квадратической ошибки интерполяции E_{\min} , сплошные линии—равные значения средней квадратической ошибки интерполяции E_{\min} , полужирная линия отражает условия $E_{\min} = \varepsilon$, т. е. условия выбора оптимального расстояния).

Пользуясь рис. 1.1, можно установить относительное влияние случайных ошибок наблюдений и расстояний между станциями на ошибку интерполяции. Чем меньше наклон кривых E_{\min} —const, тем сильнее относительное влияние средней квадратической ошибки измерений на точность интерполяции.

And the second

Если следовать стандартам ВМО и размещать аэрологические станции на расстоянии 1000 км друг от друга, то, согласно рис. 1.1, сеть можно признать оптимальной, если высота поверхности 500 мбар будет определяться с точностью $\varepsilon=\pm28$ гп. м. При проведении Атлантического тропического эксперимента ПИГАП (АТЭП) была достигнута точность $\varepsilon=\pm20$ гп. м. Если распространить эту точность на всю сеть, то оптимальное расстояние между станциями аэрологической сети должно быть

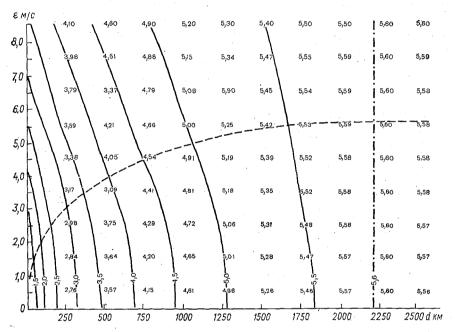


Рис. 1.2. Зависимость средней квадратической ошибки интерполяции скорости ветра на уровне 500 мбар (E_{\min}) от средней квадратической ошибки наблюдений (ϵ) и расстояния между станциями (d).

около 400 км. В тропической зоне такая плотность аэрологических станций по разным причинам не может быть достигнута по крайней мере в обозримом будущем. Поэтому при существующей плотности сети увеличение точности измерений не будет повышать качества объективного анализа.

На рис. 1.2 для скорости ветра на уровне 500 мбар (V_{500}) показана связь между E_{\min} , ε и d. График построен на основании статистической обработки тех же данных радиоветрового зондирования атмосферы, что и рис. 1.1. Изолинии E_{\min} —const для V_{500} показывают, что в этом случае уменьшение ошибки наблюдений имеет относительно более слабое влияние на точность интерполяции по сравнению с влиянием густоты сети станций, если расстояние между станциями не превышает 1000 км. Иная ситуация отмечается в районах с очень редкой сетью станций (там, где расстояние между станциями существенно больше 1000 км). Здесь улучшение точности интерполяции между станциями почти незаметно. Иными словами, требуется значительное увеличение числа станций, чтобы получить ощутимое уве-

личение точности интерполяции.

Частота метеорологических наблюдений. Частота наблюдений прежде всего определяется предназначением получаемой информации. Практика показывает, что для оперативных целей в обычных условиях восьмисрочные наблюдения в синоптические сроки вполне достаточны. При этом информация оказывается всегда «свежей» и достаточно четко отражает суточный ход метеоэлементов. Для исследовательских целей, когда необходимо зафиксировать суточный ход более детально, отметить факт выпадения, интенсивность и количество осадков между сроками, проследить за особенностями развития облаков, гроз и других метеорологических явлений между основными сроками, наблюдения должны проводиться чаще. Более того, в тропической зоне в ряде случаев возникает необходимость в непрерывных наблюдениях, например, при слежении за тропическими циклонами.

Непрерывные или учащенные наблюдения могут, например, вести автоматические станции. В этом случае возникает проблема своевременного сбора информации и передачи ее в центры обработки данных. Проблема может быть решена путем реализации метеорологической космической системы третьего поколения, которая предусматривает использование ретрансляционного спутника Земли, опрашивающего буйковые автоматические метеорологические станции, расположенные на акваториях океанов, и автоматические метеорологические станции в труднодоступных районах. Собранная спутником информация затем будет распространяться в Мировые метеорологические центры (в Москву, Мельбурн и Вашингтон), а оттуда после соответствующей обработки передаваться в региональные и национальные центры погоды.

Аналогичную проблему решал эксперимент, проведенный в Мельбурне, по сбору метеорологической информации с дрейфующих аэростатов на разных высотах. С помощью ИСЗ-ретранслятора, обеспечивающего за время полета по каждой орбите опрос всех аэростатов с определением их координат, удавалось собирать данные об основных метеорологических эле-

ментах и их распределении по высотам.

Точность измерений. При подготовке Атлантического тропического эксперимента ПИГАП (АТЭП) были сформулированы довольно жесткие требования к точности наблюдений. На высотах средние квадратические ошибки измерений не должны были превышать для скорости ветра $\varepsilon_V = \pm 2$ м/с, для температуры $\varepsilon_T = \pm 1$ °С и для давления $\varepsilon_P = \pm 1$ мбар, а у поверхности

земли соответственно $\epsilon_{V}=\pm 1$ м/с, $\epsilon_{T}=\pm 0.5\,^{\circ}\mathrm{C}$ и $\epsilon_{p}=\pm 0.1\,$ мбар. Во время проведения эксперимента такие точности практически были достигнуты, чего нельзя сказать в отношении обычных, ежедневно проводимых в тропической зоне наблюдений.

Хорошим дополнением к обычным наблюдениям сети аэрологических и метеорологических станций являются спутниковые наблюдения. Используются как полярноорбитальные, так и геостационарные спутники, причем последние для тропической зоны предпочтительнее. Находясь все время над одной и той же точкой земного шара, геостационарный спутник может производить наблюдения в любое заранее заданное время, т. е. обеспечить информацией о состоянии атмосферы как в синоптические, так и в другие нужные сроки. Его последовательные снимки сравнимы между собой, так как они периодически покрывают одну и ту же территорию. Следовательно, по этим снимкам можно следить за смещением облачности, а на основании смещения получить представление об основных воздушных переносах на уровне облаков.

В настоящее время достигнуто хорошее пространственное разрешение на снимках с геостационарных спутников. Так, во время экспедиции ТРОПЭКС-74 разрешение на инфракрасных (ИК) снимках было 7 км, а на телевизионных (ТВ) — 1 км. По снимкам со спутников можно определить размеры отдельных облаков, облачных скоплений и обширных облачных полей. Они дают возможность изучать суточный ход облачности и ее межсуточную изменчивость. Наконец, с помощью спутников значительно надежнее удается обнаруживать над океанами различные синоптические объекты, например такие, как внутритропическая зона конвергенции и тропические ураганы. Разработаны способы слежения за этими объектами и прогноза их эволюции по данным ИСЗ.

При использовании спутниковых данных рекомендуется производить сопоставление ТВ и ИК изображений. Для этой цели на современных метеорологических ИСЗ типа NOAA-4, NOAA-8 и некоторых других информация о подстилающей поверхности и облачности передается по одному телеметрическому каналу путем последовательного (чересстрочного) чередования ТВ и ИК изображений, что позволяет наблюдать одну и ту же картину и сопоставлять информацию на одном и том же снимке.

На ТВ изображениях запечетлеваются различные яркости объектов. Яркость облака намного больше яркости подстилающей поверхности, поэтому облако отчетливо видно на снимке. Однако яркость облака зависит от многих причин: от альбедо данного облака, от его толщины, от микрофизических характеристик и от фазового состояния. Кроме свойств самого облака, яркость зависит и от того, как падают лучи Солнца на облако и под каким углом его «видит спутник». Обычно лучше видны

облака нижнего яруса, а перистые облака «прозрачны» для ТВ

фотографирования.

Основу ИК изображения составляют различия температур излучающих поверхностей. Перистая облачность холодная, следовательно, на снимке она выглядит наиболее ярко. Сопоставление ТВ и ИК изображений позволяет наблюдать наиболее

близкую к действительности картину состояния неба.

Несмотря на несколько худшее пространственное разрешение, существенным преимуществом ИК изображений по сравнению с ТВ изображениями является то, что ИК изображения не зависят от времени суток и получаются как на освещенной, так и на неосвещенной Солнцем стороне Земли. ТВ изображения можно получить лишь на освещенной стороне, т. е. в дневное

время.

Важным дополнением к метеорологической сети станций являются радиолокационные станции. Их наблюдения предназначены как для оперативных, так и для научно-исследовательских целей. Радиолокаторы, обладая большой разрешающей способностью, позволяют производить непрерывные наблюдения. Обычные наблюдения дискретны в пространстве и во времени, спутниковые наблюдения имеют малые пространственные разрешения и также дискретны во времени. Образующиеся при таких наблюдениях пространственные и временные разрывы метеорологи дополняют своим воображением, основанным на знании определенных закономерностей развития метеорологических процессов (объектов). Радиолокатор в принципе может давать непрерывную картину состояния объекта наблюдения во времени и в пространстве (в пределах своей дальности действия). Это свойство делает радиолокатор незаменимым при изучении (или при слежении) кучево-дождевых облаков, облачных скоплений, при обнаружении и слежении за тропическим циклоном. В тропической зоне, где опасные явления сопровождаются развитием мощных облачных систем, сеть радиолокационных станций нужна больше, чем в других районах земного шара.

Современные наземные метеорологические локаторы, имеющие диапазон 2,7 и 3,05 ГГц, способны обнаруживать тропические циклоны в радиусе до 400 км и непрерывно наблюдать за их перемещением. Это дает возможность своевременно предупреждать о подходе шторма или урагана и тем самым уменьшать наносимый ими ущерб. Возможность дистанционного управления позволяет устанавливать локаторы в труднодоступных местах. Например, в Японии радиолокатор, следящий за выходом тайфунов, установлен на горе Фудзияма, а управляется из Токио прямо из здания Японского метеорологического управ-

ления.

Для радиолокационного распознавания зон осадков, маскированных сверху сплошной облачностью, применяют разные способы. Например, можно использовать различие амплитуд

отраженных сигналов от осадков и от земной поверхности, применяя двухволновую радиолокационную станцию (РЛС). Этот способ основан на том, что эффективная поверхность рассеяния (\mathfrak{IP}) поверхности земли слабо зависит от длины волны λ , а ЭПРосадков пропорциональна $\frac{1}{\lambda 4}$. Для этих же целей могут быть использованы поляризационные и корреляционные методы, основанные на различии поляризационных и статических (флук-

туационных) характеристик отраженных сигналов.

Спутниковые РЛС, работающие в сантиметровых или миллиметровых диапазонах, могут быть использованы для определения общего влагосодержания атмосферы в тропических широтах, водозапаса облаков и осадков, а также для определения вертикального распределения температуры и влажности в атмосфере. Однако следует иметь в виду, что из-за относительно большой массы, габаритов, энергопотребления и самое главное из-за небольшого срока службы генераторов СВЧ на ИСЗ более целесообразно использовать не средства активной радиолокации, а радиотеплолокационные устройства, что подтверждается их успешным применением на ИСЗ «Космос-243».

Для получения гидрометеорологической информации с ИСЗ особенно перспективными являются активно-пассивные радиолокационные системы в виде радиометров. С их помощью можно получить данные о волнении морской поверхности практически в любых метеорологических условиях. При использовании метода псевдоцветия они позволяют также получить данные о тем-

пературе воды.

Наиболее эффективны комплексные наблюдения, когда сопоставляются данные ИСЗ и радиолокаторов. При наличии многоярусной облачности дешифрирование плоских снимков ИСЗ сильно затруднено. Использование радиолокационных вертикальных разрезов в дополнении к данным ИСЗ в таких случаях помогает выявить наиболее точную картину пространственного распределения облаков.

ВОПРОСЫ К ГЛАВЕ 1

1. Какие подходы существуют для определения границы тропической зоны атмосферы?
2. В чем состоит научное и практическое значение тропической метеоро-

3. Назовите основные особенности тропической атмосферы.

- 4. Какова должна быть плотность сети метеорологических и аэрологических станций согласно стандартам ВМО?
- 5. Что такое оптимальное расстояние между станциями и как его можно определить?
- 6. Как часто следует производить наблюдения на метеорологических станциях для оперативных целей?

7. Какие требования предъявляются к точности измерения основных метеорологических элементов у земли и на высотах?

8. Охарактеризуйте роль ИСЗ и РЛС в системе метеорологических наблюдений в тропической зоне.

2. РЕЖИМ ОСНОВНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

2.1. ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА

Термический режим приземного слоя воздуха в тропической зоне определяется главным образом радиационным балансом, хотя некоторое влияние оказывают и другие факторы. Положительный радиационный баланс при значительном количестве приходящей солнечной радиации в течение круглого года обеспечивает высокую температуру воздуха. Поскольку радиационный режим в значительной мере зависит от астрономических факторов, изменяющихся со строгой периодичностью, то и для изменения температуры характерна определенная периодичность. Непериодические изменения температуры редки и незначительны.

Осреднив по широтам средние месячные температуры, можно проследить за изменением поля температуры в течение года. Прежде всего бросается в глаза то, что линия, соединяющая максимальные температуры, совпадает (или почти совпадает) с осью экваториальной депрессии и в годовом ходе смещается с этой депрессией. Так, в январе линия максимальных температур находится примерно на широте 5° в южном полушарии, т. е. там, где располагается ось депрессии, а к июлю она смещается примерно к широте 20° в северном полушарии и располагается чуть севернее оси депрессии. Считают, что несовпадение максимума температуры и оси депрессии летом северного полушария связано с очень высокими температурами субтропических пустынь. Кроме того, в северном полушарии пространство, занятое материками, больше, чем в южном, что обусловливает более высокие температуры в северном полушарии. Тропики северного полушария в среднем на 2°C теплее тропиков южного полушария. По этой же причине и амплитуда годового хода температуры воздуха в северном полушарии больше, чем в южном. На 30° с. ш. амплитуда составляет 13°С, а на 30° ю. ш. — всего 7°С. Линия наиболее высоких средних годовых температур, осредненных по широтам, находится на 5° с. ш. Эту линию считают термическим экватором. 1 По мере приближения к термическому экватору с севера и юга ампли-

 $^{^1}$ Ось экваториальной ложбины часто совпадает с термическим экватором. В этом случае его называют также метеорологическим экватором.

туда годового хода осредненных по широтам температур умень-шается и на самом экваторе стремится к нулю.

Определенное выше положение термического экватора на 5° с. ш. является весьма условным. Оно справедливо только при широтных осреднениях температуры за год. Термический экватор на ежедневных картах погоды определяется как линия, соединяющая точки с максимальной температурой воздуха. Его можно определить также по картам средних месячных температур, соединяя точки с максимальной средней месячной температурой воздуха. В этих случаях он не совпадает с какой-либо широтой, а представляет собой сложную изогнутую линию, сильно сдвинутую в более высокие широты над материками в летнем полушарии и располагающуюся вблизи географического экватора над океанами (рис. 2.1).

Чередование материков и океанов обусловливает существенные различия сезонных изменений температуры на разных долготах. В пределах одного сезона (месяца) температуры воздуха на разных долготах (на одной и той же широте) также заметно

различаются.

На рис. 2.2 представлено распределение средней температуры вдоль 15° ю. ш. летом и зимой. Следует обратить внимание на резкие «провалы» кривой распределения температуры над океанами у западных берегов Африки и Южной Америки. Столь низкие температуры здесь можно объяснить переносом холодного воздуха из высоких широт в восточных частях океанов и подъемом глубинных холодных вод вдоль западных берегов материков (апвеллинг). Характерной является также малая амплитуда колебания температуры над океанами по сравнению с континентами. Наиболее высокие температуры наблюдаются над Африкой и Австралией, особенно летом. В целом над океанами температуры ниже, чем над материками, однако зимой эти различия несколько сглаживаются.

Годовой ход температуры воздуха в разных районах тропической зоны зависит от физико-географических и метеорологических факторов. Условно здесь выделяют два типа годового

хода температуры: океанический и континентальный.

Океанический тип годового хода температуры наблюдается над обширными океанами и в прибрежных зонах континентов, находящихся под влиянием пассатов. Для океанического типа характерны максимум поздним летом и минимум в середине зимы. Амплитуда годового хода уменьшается с уменьшением широты.

Например, типичный океанический годовой ход температуры отмечается в Гаване и Гонолулу. На этих станциях максимальная средняя месячная температура наблюдается в августе и составляет соответственно 28 и 27°С, а минимальная — в январе и составляет 22 и 21,5°С. На о. Барбадос (13° с. ш.), расположенном на 11° ближе к экватору, чем Гарама, летини максимум

Ленинградский ин-т Гидрометеорологический ин-т БИБЛИОТЕНА

17

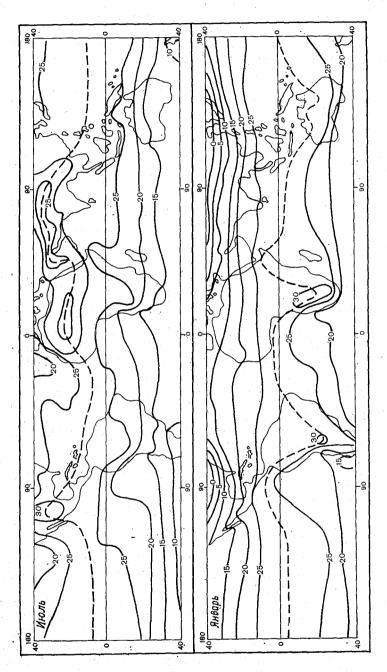


Рис. 2.1. Температура (°C) на уровне моря в июле и январе (по Ньеувелту) и положение термического экватора.

SHEED AND SHEET SH

практически не прослеживается. Здесь с мая по октябрь средняя месячная температура составляет примерно 30°С, а минимум 25°С отмечается в марте. На атолле Фаннинг (4° с. ш.), т. е. почти у метеорологического экватора, годовой ход температуры практически отсутствует. Средняя температура самого теплого месяца (октябрь) равна 27,5°С, а самого холодного (январь) 27°С.

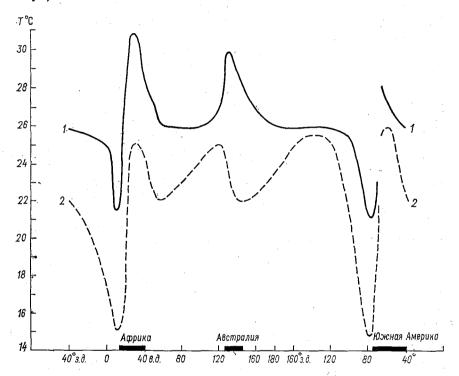


Рис. 2.2. Распределение температуры у поверхности земли вдоль 15° ю. ш. летом (1) и зимой (2) (по Рилю).

На географическом экваторе годовой ход температуры также практически отсутствует. Может показаться, что здесь в году должно быть два максимума температуры, соответствующие равноденствиям, и два минимума, соответствующие солнцестояниям. Однако облачность и осадки искажают влияние этих астрономических факторов. В период, когда должны быть максимальные температуры, частые ливневые дожди приводят к снижению температуры и, следовательно, к сглаживанию ее годового хода. Несколько повышенная температура наблюдается лишь в период осеннего равноденствия.

Континентальный тип годового хода температуры наблюдается во внутриконтинентальных районах, расположенных вне экваториальной зоны. Для него характерны два максимума и два минимума. Главный минимум наблюдается в середине зимы, затем температура повышается и достигает максимума в начале лета. В большинстве районов суши это главный максимум. В середине лета, когда возрастает количество облаков и осадков, температура воздуха несколько уменьшается, отмечается вторичный минимум температуры. В конце лета, когда солнце стоит еще высоко, а дождливый сезон уже закончился, температура воздуха вновь возрастает и наблюдается вторичный максимум (рис. 2.3).

Например, типичный континентальный тип годового хода температуры отмечается в Хартуме. Здесь минимум 22°C прихо-

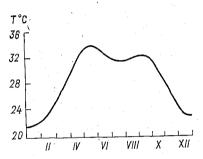


Рис. 2.3. Годовой ход средних месячных температур в Хартуме.

дится на середину зимы (январь), максимум 34°С— на май—июнь Затем в июле—августе вследствие возрастания количества облаков и частого выпадения осадков температура понижается до 31°С (вторичный минимум), а в сентябре—октябре температура вновь повышается до 33°С (вторичный максимум).

В приэкваториальных районах на континентах годовой ход температуры незначителен. Например, в Аддис-Абебе в течение года средняя месячная темпера-

тура близка к 22°C. Разность температур от месяца к месяцу не превышает десятых долей градуса, и лишь в июле она достигает 1°C.

Анализируя карты средних изотерм для января и июля (см. рис. 2.1), нетрудно заметить, что вблизи экватора, а над океанами и на достаточном удалении от него горизонтальные градиенты температуры очень малы. По мере удаления от экватора они быстро растут, особенно над континентами в зимнее время.

Основной фактор, обусловливающий термическую однородность в тропической зоне,— практически одинаковое количество суммарной радиации, получаемой различными частями этой зоны. Вторичный фактор — большая доля здесь океанической подстилающей поверхности. Океаны действуют как огромные хранилища тепла. Воздух, двигающийся над океаном, получает тепло от его поверхности как в явной, так и в скрытой форме. Например, зимой, входя на более холодный континент, воздух постепенно отдает тепло. Хорошо развитый теплообмен между океаном и континентами приводит к сглаживанию температурных контрастов. Сглаживанию способствуют также и сравнительно малые размеры континентов в тропической зоне, в результате

чего здесь над континентами не формируются по настоящему холодные (с отрицательными температурами) массы воздуха.

Данных о распределении температуры с высотой в различных районах тропической зоны еще очень мало. Экспедиции в тропическую зону Атлантики, проведенные в 1972 и 1974 гг., осуществляли наблюдения за распределением температуры с высотой

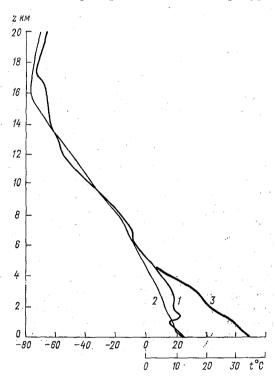


Рис. 2.4. Вертикальные профили температуры воздуха в тропиках.

1—в пассатной зоне (по данным ТРОПЭКС-72), 2—в ВЗК (по данным ТРОПЭКС-72), 3—в Хартуме (по Рилю).

в основном над океанами. В соответствии с имеющейся сейчас информацией можно выделить три основных типа распределения температуры с высотой: распределение в пассатной зоне, во внутритропической зоне конвергенции и над континентами (рис. 2.4).

В пассатной зоне структура поля температуры в свободной атмосфере наиболее сложная (кривая 1). В нижнем слое до высоты около 1 км нередко наблюдаются градиенты температуры, близкие к сухоадиабатическому. Далее прослеживаются один или несколько задерживающих слоев с малыми или отрицательными градиентами температуры (инверсиями). Как правило,

слои инверсии перемежаются тонкими слоями падения температуры с высотой. Верхняя граница задерживающего слоя (слоев) достигает высоты около 3 км. Задерживающий слой в этой зоне получил название пассатной инверсии. Нижний слой атмосферы пассатной зоны (0—3 км) называется влажным, так как в нем под слоем инверсии скапливается значительное количество во-

дяного пара.

Выше пассатной инверсии, в слое 3—6 км, градиенты температуры снова становятся большими. По данным отдельных зондирований, произведенных в ТРОПЭКС-72, они составляли более 0,8°C/100 м. Выше 6 км наблюдается еще одна инверсия (вторичная пассатная инверсия), которая, однако, значительно слабее нижней (часто это просто изотермия). Толщина слоя вторичной инверсии не превышает нескольких сотен метров. Под этим слоем, который можно назвать вторичным задерживающим слоем, также скапливается влага и пыль, выносимые воздушными потоками с Африканского континента. По данным АТЭП. именно здесь наблюдается верхняя граница аэрозольного слоя. Верхняя граница вторичной инверсии располагается на уровне около 7 км. Слой атмосферы от верхней границы нижней пассатной инверсии до верхней границы вторичной инверсии называют средним слоем атмосферы пассатной зоны. Влажность в этом слое меньше, чем в нижнем, но все же в нем под инверсией она достигает 60%.

Над вторичной инверсией до самой тропопаузы, высота которой здесь колеблется от 15 до 17 км, температура неизменно падает с высотой, причем до 12 км вертикальные градиенты температуры сохраняются большими (0,7—0,8°С/100 м), а затем резко уменьшаются. Однако некоторые исследователи указывают на то, что в тонком слое у самой тропопаузы градиенты температуры вновь возрастают и достигают значений, близких к сухо-

адиабатическому.

Во внутритропической зоне конвергенции иной характер изменения температуры с высотой (кривая 2). По данным отдельных зондирований в этой зоне иногда выявляются задерживающие слои, однако здесь они очень слабые, а в большинстве случаев отсутствуют совсем. В нижнем слое (до высоты 600—700 м) наблюдаются градиенты, превышающие влажноадиабатические; выше градиенты становятся меньше и температура монотонно убывает с высотой. Следует отметить, что в верхней половине тропосферы градиенты несколько больше, чем в нижней. В среднем вертикальный градиент температуры составляет примерно 0,6 °С/100 м.

Над континентами в свободной атмосфере отмечается отсутствие инверсий и довольно значительные градиенты температуры (кривая 3). В нижнем двухкилометровом слое градиенты температуры составляют $0.7-0.8\,^{\circ}\mathrm{C}/100\,^{\circ}$ м, затем они несколько уменьшаются, а выше $3\,$ км снова возрастают до $0.8\,^{\circ}\mathrm{C}/100\,^{\circ}$ м.

В отличие от пассатной зоны здесь относительная влажность растет с высотой.

Температура в свободной атмосфере от сезона к сезону меняется незначительно, причем амплитуда годового хода убывает с высотой (табл. 2.1).

Гаолица 2. Средняя сезонная дневная температура воздуха (°С) по данным зондирования в Хартуме (по Солоту)

Сезон	Поверхность земли	Высота, км		
		2	. 3	5
Ноябрь—апрель Май—июнь Июль—август Сентябрь—октябрь	31 39 33 36	19 23 20 21	12 14 12 12	-7 -6 -6 -7

Суточный ход температуры воздуха у подстилающей поверхности прежде всего определяется местоположением станции. Над океанами он практически отсутствует. Амплитуда суточного хода температуры здесь составляет несколько десятых градуса. Над сушей суточный ход температуры зависит от континентальности, высоты над уровнем моря и облачности.

- 1. Континентальность. На береговых станциях наблюдаются небольшие амплитуды суточного хода температуры. По мере удаления в глубь континента амплитуды быстро растут. Чем дальше от океана, тем больше амплитуда. Исключение составляют берега больших озер и большие массивы заболоченных земель. Здесь амплитуды суточного хода температуры существенно меньше.
- 2. Высота над уровнем моря. Влияние этого фактора зависит от конкретных физико-географических условий рассматриваемого района. В общирных горных странах амплитуда суточного хода в целом возрастает с увеличением высоты, так как приходящая и уходящая радиация становится более интенсивной на более высоких уровнях. Этот эффект особенно значителен в горных районах с сухим климатом, где радиация не ослабляется облачностью. В долинах горных стран определенную роль играют стоковые ветры. Они уменьшают температуру ночью и тем самым увеличивают амплитуду суточного хода температуры. На изолированных горах влияние высоты на амплитуду суточного хода совсем иное. Поскольку в этом случае обмен со свободной атмосферой увеличен, а влияние поверхности уменьшено, амплитуда суточного хода уменьшается с высотой. Этот эффект иногда усиливается облаками, образующимися под влиянием орографии.
- 3. Облачность. Плотные облака значительно уменьшают как приходящую, так и уходящую радиацию, уменьшая тем самым

амплитуду суточного хода температуры. В тропиках наибольшая повторяемость плотных облаков наблюдается у экватора. Именно здесь отмечается наименьший суточный ход температуры. По мере приближения к так называемым сухим тропикам (широты 15—25°) суточный ход температуры возрастает и до-

стигает максимума над обширными пустынями.

Суточный ход температуры в низких и средних широтах существенно различается. В отличие от средних широт суточный ход температуры в низких широтах почти не меняется ото дня ко дню. Этому здесь способствуют мало меняющаяся в течение года продолжительность дня и ночи, а также гораздо реже возникающие непериодические изменения погоды.

2.2. ДАВЛЕНИЕ

Для тропической зоны характерным является постепенное понижение давления от субтропиков к экватору. Субтропические области высокого давления опоясывают земной шар и в северном и в южном полушариях. Зимой они смещаются к более низким широтам, а летом — к более высоким. В северном полушарии сезонное смещение поясов высокого давления выражено более четко, чем в южном. Кроме того, в южном полушарии пояс высокого давления находится ближе к экватору, чем в северном.

Между поясами высокого давления в приэкваториальной зоне располагается область пониженного давления, которая получила название экваториальной депрессии, или экваториальной лож-

На средних годовых картах давления ось экваториальной депрессии проходит примерно по 5° с. ш., т. е. совпадает с зоной максимальных средних температур (см. п. 2.1). Ось экваториальной ложбины в течение года смещается. Самое южное положение этой оси наблюдается в январе, а самое северное — в июле.

Изменение давления по широтам от зимы к лету представлено на рис. 2.5. Из рисунка следует, что в тропической зоне зимнего полушария давление выше, чем в тропической зоне

летнего полушария.

Анализируя средние карты давления (рис. 2.6), можно убедиться в том, что по мере приближения к экватору градиенты давления ослабевают и в приэкваториальной зоне достигают минимальных значений. Они измеряются здесь десятыми долями миллибар на 100 км, а в ряде случаев близки к нулю. Это обстоятельство предъявляет исключительно высокие требования к точности измерения давления в приэкваториальных областях.

Так же как и в умеренных широтах, в тропиках давление имеет временной ход. Наблюдаются как периодические, так и непериодические изменения давления. Последние в большинстве

случаев выражены слабо, однако они заметно проявляются в периоды наибольшей активности тропических циклонов.

Периодический ход давления выражен в тропиках значительно ярче, чем в умеренных широтах. Однако амплитуда его неодинакова в разных районах и изменяется во времени. Можно выделить полусуточную, суточную и пятисуточную волны давле-

ния. Однако они не имеют пока еще строгого физического объяснения. У поверхности земли наибольшей амплитудой обладает полусуточная волна. Ее средняя амплитуда составляет 1-1.5 мбар. С высотой эта амплитуда уменьшается и на верхней границе тропосферы, т. е. тропопаузы, не превышает 0,5 мбар. Максимумы полусуточной волны давления, как правило, наблюдаются около 10 и 22 ч, минимумы — около 4 и 16 ч местного времени. Суточная же волна давления у поверхности земли имеет очень маленькую амплитуду, около 0,2 мбар, но она увеличивается с высотой и на уровне 5 км составляет уже в среднем 1 мбар.

По данным АТЭП, в тропической зоне прослеживаются еще трехсуточные и четырехсуточные волны давления, причем наиболее четко выражена четырехсуточная волна. Фронт волны имеет ось симметрии, направленную под углом около 30° к параллели. Средняя длина волны 7000 км. Амплитуда ее убывает с приближением к экватору. Если между 15 и 10° широты амплитуда составляет 0,8 мбар, то у экватора она уменьшается до 0,3 мбар.

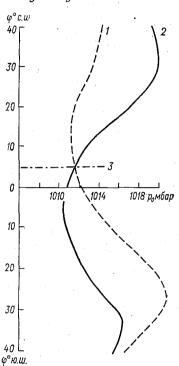


Рис. 2.5. Широтные изменения среднего давления на уровне моря (по Рилю) в январе (1), июле (2) и среднее за год положение экваториальной ложбины (3).

У поверхности земли наибольшее значение имеет полусуточная волна давления. Она часто искажает значение барической тенденции как показателя развития синоптического процесса. Обычно по тенденциям судят о перемещении синоптических объектов, об их эволюции, об изменении синоптической ситуации в целом и возможном изменении (сохранении) условий погоды в данном районе. Наложение полусуточной волны давления на ход изменения давления, вызванный синоптическими факторами, может привести к ошибкам в прогнозах развития синоптических процессов. В связи с этим возникает необходимость производить

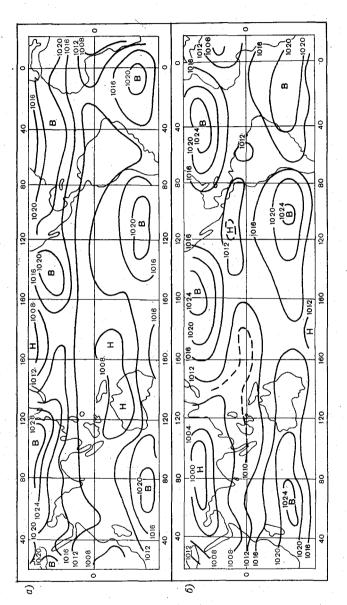


Рис. 2.6. Средние карты давления на уровне моря за январь (а) и июль (б).

корректировку данных о барических тенденциях. Корректировка возможна, если известна амплитуда полусуточной волны давления A.

Обозначим наблюденную тенденцию $\Delta p_{\rm H}$, а истинную $\Delta p_{\rm H}$. Если уточняется тенденция за период времени, совпадающий с восходящей или нисходящей ветвью полусуточной волны давления, для получения истинной тенденции производят расчет поформуле

$$\Delta p_{\scriptscriptstyle \rm H} = \Delta p_{\scriptscriptstyle \rm H} \mp \frac{A}{2}$$
.

Знак «минус» используется для восходящей вегви, знак «плюс» — для нисходящей.

Если расчет требуется произвести при условии, что в течение одного часа имеет место один знак изменения давления в полусуточной волне и в течение двух часов другой знак, тогда пользуются формулой

$$\Delta p_{\rm H} = \Delta p_{\rm H} \mp \frac{A}{6}$$
.

Пример 1. Пусть $\Delta p_{\rm H}$ с 6 до 9 ч (т. е. в период роста давления в полусуточной волне) равно 2 мбар/3 ч, а A=1,2 мбар. Тогда

$$\Delta p_{\rm w} = 2 - \frac{1,2}{2} = 1,4 \text{ MGap/3 } \text{ ч.}$$

Пример 2. Пусть исходные данные те же, что в примере 1, но $\Delta p_{\rm H}$ получена за период с 14 до 17 ч местного времени, т. е. в течение двух часов полусуточная волна способствовала падению давления и в течение последующего часа — росту. Тогда

$$\Delta p_{\rm H} = 2 + \frac{1.2}{6} = 2.2 \text{ MGap/3 ч.}$$

Поскольку из-за временной изменчивости амплитуды полусуточной волны давления подобные расчеты носят приближенный характер, при составлении прогнозов в тропической зоне вместо барических тенденций часто используют значения 24-часовых изменений давления.

Существует мнение, что в тропиках волны давления оказывают определенное влияние на характер погоды, в частности на облачность и осадки. В 1968 г. Брайер и Симпсон опубликовали результаты исследований связи полусуточной волны давления с изменениями облачности и осадков по данным ст. Джакарта и о. Уэйк (19° с. ш., 166° в. д.).

В Джакарте в отдельные годы амплитуда полусуточной волны давления A изменялась от месяца к месяцу на 15-20%, а в отдельные дни — даже на 100%. Примерно то же самое можно сказать об A на о. Уэйк. Фаза волны при этом оставалась постоянной на каждой станции в течение года и не изменялась от года к году.

В опубликованных до исследования Брайера и Симпсона работах связь полусуточной волны давления с облачностью представляется в следующем виде: в период роста давления с 4 до 10 ч (с 16 до 22 ч) местного времени количество облаков увеличивается, а в периоды падения давления уменьшается (рис. 2.7). Брайер и Симпсон приняли это утверждение как гипотезу. Если гипотеза верна, то по их предположению следует ожидать еще большего увеличения облачности в те дни, когда рост давления усиливается (например, при совпадении с восходящими ветвями других волн давления), и еще большего уменьшения облачности в те дни, когда рост давления в полусуточной волне совпадает с падением давления

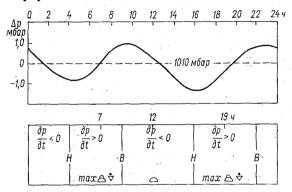


Рис. 2.7. Полусуточная волна давления и изменение погоды в Джакарте (по Симпсону и Брайеру).

в других волнах). Видимо, справедливо и обратное — в период усиливающегося падения давления следует ожидать более

существенного уменьшения облачности.

Обратимся теперь непосредственно к данным наблюдений. Джакарта, расположенная на северо-западе о. Ява, зимой южного полушария (сухой сезон) находится под воздействием юговосточного пассата, а летом (дождливый сезон) подвергается воздействию экваториальной ложбины, ось которой проходит примерно через о. Ява. Среднее годовое количество осадков в Джакарте 1840 мм.

Приземное давление меняется в Джакарте так: с 4 до 9 и с 16 до 22 ч местного времени наблюдается его рост, с 22 до 4 и с 9 до 16 ч — падение. Средняя годовая амплитуда полусуточной волны давления в Джакарте составляет 1,38 мбар, но в от-

дельные дни она может достигать 6 мбар.

Остров Уэйк (площадь около 35 км²) в течение всего года находится под воздействием северо-восточного пассата. Здесь среднее годовое количество осадков составляет 940 мм. Призем-

ное давление с 5 до 10 и с 16 до 22 ч растет, а с 10 до 16 и с 22 до 5 ч падает; средняя годовая амплитуда его составляет 0,93 мбар.

В суточном ходе количества облаков и осадков в Джакарте отмечаются три максимума — два основных (перед восходом и в момент захода солнца) и один вторичный (после полудня); на о. Уэйк — только два основных максимума, приходящихся примерно на то же время, что и в Джакарте (перед восходом и в момент захода солнца).

В ходе количества осадков на о. Уэйк, как правило, наблюдаются два максимума — основной в период 3—6 ч местного времени и вторичный перед восходом солнца (наблюдается сравни-

тельно редко).

Синхронное сравнение изменения давления с изменением облачности, а также с изменением интенсивности осадков не выявило четкой связи. Не обнаружена связь и при сравнении изменения давления с последующим изменением количества облаков и осадков. Поэтому такое непрерывное сопоставление хода давления с ходом количества облаков и осадков было заменено сравнением хода количества облаков и осадков в дни с экстремально большой амплитудой с ходом количества облаков и осадков в дни с экстремально малой амплитудой полусуточной волны давления. При этом рассматривались те изменения облаков и осадков, которые происходили не вообще в данный день, а в период роста (т. е. в течение 5—6 часов) или падения давления.

Сравнение данных наблюдений по ст. Джакарта показало, что в целом в дни с большим ростом давления отмечается большее увеличение количества облаков между 4 и 9 ч, чем в дни с малым ростом давления. В дни с большим ростом давления увеличивается вероятность выпадения дождя и возрастает коли-

чество выпадающих осадков.

Согласно принятой гипотезе (см. рис. 2.7), в период падения давления в полусуточной волне развитие облачности должно подавляться. Однако такой большой массив суши, как о. Ява, способствует развитию облаков, несмотря ни на какие подавляющие эффекты. Приток влажного воздуха в бризовом потоке и сильно нагретая поверхность этого острова обусловливают развитие конвекции и образование облаков. Поскольку облака уменьшают инсоляцию поверхности, были рассмотрены случаи с разным количеством первоначально имевшихся облаков. Эффект подавления развития облаков отчетливо проявлялся при больших изменениях давления и при малом количестве первоначально наблюдавшихся облаков. При сплошной облачности этот эффект менее заметен.

Если в 9 ч при облачности 1—3 балла отмечалось значительное падение давления, то облачность более не развивалась, а если отмечалось небольшое падение давления (малая амплитуда полусуточной волны), то облачность увеличивалась. Подавляющее влияние падения давления проявлялось и в дни, когда

в 9 ч наблюдалась сплошная облачность. В эти пасмурные дни поверхность нагревается значительно меньше и, следовательно, бриз не развивается, т. е. условия для развития облаков отсутствуют. Тогда полусуточное колебание в чистом виде накладывается на основное возмущение (в результате которого образовалась сплошная облачность). Наблюдения в Джакарте показали, что эффект полусуточной волны проявляется сильнее в дни с большим падением давления. Так, в дни с небольшим падением давления первоначально сплошная облачность уменьшалась до 7 баллов, а в дни с большим падением давления — до 5 баллов.

На о. Уэйк увеличение облачности при росте давления происходит так же, как и в Джакарте, только выражено это несколько слабее. Периоды падения давления на о. Уэйк не изучались.

В результате проделанного исследования Брайер и Симпсов констатировали, что количество облаков увеличивается с ростом давления в полусуточной волне и уменьшается при падении давления. Полученный вывод относится к двум станциям, находящимся в различных физико-географических условиях. Это позволяет распространить его и на другие станции тропической зоны.

Из сказанного следует, что связь между ростом давления и увеличением облачности существует, однако количественные оценки этой связи еще не получены. Для Джакарты и о. Уэйк установлено, что при росте давления на 2—3 мбар количество облаков и осадков увеличивается на 15—20 %. Максимум облаков и осадков наблюдается перед восходом солнца и в момент его захода. Физические причины такой связи пока еще не установлены.

2.3. BETEP

В поле ветра в тропиках выделяются три основные зоны: 1) зона пассатов северного полушария; 2) зона пассатов южного полушария и 3) зона ветров экваториальной ложбины. Последнюю иногда называют зоной перехода от пассатов северного полушария к пассатам южного полушария. Зимой северного полушария она обычно мигрирует в пределах от 0 до 5° с. ш., а летом может подниматься до 15° с. ш. Кроме того, в некоторых районах тропической зоны прослеживаются муссонные потоки. Это прежде всего известный азиатский муссон. В зоне его действия летом северного полушария преобладают юго-западные потоки, а зимой северо-восточные. Хорошо прослеживаются и африканские муссоны. Так, в западной Африке летом северного полушария южные ветры с западной составляющей проникают далеко на континент, обусловливая выпадение осадков над значительной территорией. Зимой эти ветры захватывают лишь по-

бережье Африки, примыкающее к Гвинейскому заливу, а севернее преобладают северо-восточные ветры (рис. 2.8).

В северном полушарии направление пассатов востоко-северовосточное, а в южном востоко-юго-восточное. Зимой пассаты имеют более значительную меридиональную составляющую по сравнению с летом. Так, в январе среднее направление пассатов северного полушария около 50°, а в июле — около 70°. Направление пассатов южного полушария в июле (зимой) около 130°, а в январе (летом) 110°.

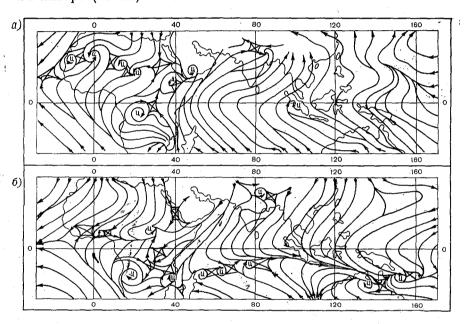


Рис. 2.8. Линии тока на уровне моря (восточное полушарие) за июль (а) и январь (б).

На географическом экваторе в январе преобладают северовосточные ветры, а в июле — юго-восточные.

KM C A SURAR

1,5 M,

'е _{зде,}

an B

P. V.P.O.

OTHT

on de c RM, 1 Taros

BOC

Скорости ветра зимой в пассатной зоне больше, чем летом, а в южном полушарии больше, чем в северном. Согласно Рилю, наибольшая результирующая скорость ветра в пассатах летом в северном полушарии составляет 2,4 м/с, а в южном полушарии — 3,3 м/с, зимой она увеличивается соответственно до 4,3 и 5,3 м/с.

В январе максимальная скорость ветра наблюдается на широте около 10° в северном полушарии и второй максимум— на широте около 20° в южном полушарии. В это время прослеживаются три максимума: на 30° с. ш., на 5 и 35° ю. ш. В июле главный максимум скорости ветра располагается примерно на

ВЕТРЫ В ПАССАТНОЙ ЗОНЕ ОТЛИЧАЮТСЯ ИСКЛЮЧИТЕЛЬНОЙ УСТОЙретры в нассатном зоне отличаются исключительном устом-чаваемтенностью. Как известно из климатологии, устойчивость ветра в чивостью, мак известно из климатологии, устоичивость ветра о торости водра V вектора ветра о Eсли ветер всегда имеет одно и то же направление, то R=1 т а ветер изиболее устойные Fсли ветен всех $V_m = V_m$ и B = 1; T. е. Ветер наиболее устойчив. Если ветры всех при при опинаторой скорости | Vm | = Vm и D = 1, т. е. ветер наиоолее устоичив. Если ветры всел | V | −О и R −О т □ потер збоолютно неустойния Скорости $|V_m| = 0$ и B = 0, т. е. ветер абсолютно неустойчив. Так, для всей нассатной зоны (и северного и южнося шарий) средняя устойчивость В = 0,75, Для пассачасти Атлантики B = 0.9, для субтропиков B = 0.75, для пассатичем В экваториальной ложбине скорости. Зейчиствоний и энвоблето от онфаници взнают 2 м/с. В январе на оси пожето от онфаници взнают за энвоблето от онфаници взнают. ссивытернальной ложбине скорости выпонаправления, к прочен вы тругов вы тругов в тр стирается до 12—13 км с максимумом ченивавино по 9 км Начирам и киновичения в до 12—13 км с максимумом на проборовно по 9 км на проборовно по 12 км с максимумом на проборовн большой южной составляющей, в отдельные метра 30 кен стирается до 12—13 км с максимумом скорости ветра 30 кен стирается до 12—13 км с периоды гранция воз и в тичтие периоды гранция воз и в тичтие периоды гранция воз и в тичтие периоды гранция воз и ветра 30 кен стирается ве большой южной составляющей. В отдельные периоды он про-Выше располагается мощный слой восточных ветров с неслое преобладают слабые восточные ветры. моте в вмених ветров располагается ниже. В остальное время в этом к экваториальной ложбине, тем эти периоды длиннее, а слой колеблется от нескольких часов до нескольких суток, Чем ближе жительность периодов, в течение которых дуют западные ветры, чолутора- и двухкилометровый слой западных ветров. Продолједеле. дые слоя юго-восточного пассата нередко располагается OB HS The setper co ekopoetero 1-2 m/c. данн т наблюдаться (в течение одного-двух дней) от ее оси) в пассатной зоне на высоте ВЗК. б — Развитая ВЗК. б — Развитая ВЗК. кравлени крав ВЗК. движений, соступнальной пирадного в движений с движери просительных еди меридиональной с движери в относительных еди меридиональных еди мери в относительных еди META" Рис. 2.9. Схема распределения вегра по пассатом на рис. 2.9. Схема распределения пассатом на Рис. 2.9. Схема распределення встра по пассатом на пассатом на от экватори-выстам над юго-выстоным (ЭЛ).

высотам над юго- широгы (ЭЛ).

высотамния 8—15 пожбины (ЭЛ). южная составляющая ослабевает. На высоте 3 км уж ожная составляющая ослабевает. Ее максимум в срег оку дается северная составляющая. 4 км. На высоте оку дается северная составляющая. 1,5 м/с располагается между 3 и 4 км. дается северная составляющая. Ее максимум в сред 1,5 м/с располагается между 3 отсутствует. а выше ридиональная составляющая отсутствует. 1,5 м/с располагается между з и 4 км. на высоте ок выше об мус располагается между з и тутствует, а выше ридиональная составляющая. кот ридиональная мерилиональная составляющая. Кот ляется южная мерилиональная составляющая. ридиональная составляющая отсутствует, а выше ляется южная меридиональная составляющая, кот максимума на высоте 12 км

5-8 A ветер и

Даюз

ксимума на высоте 12 км. размытой ВЗК наб Восходящие движения в располягается тонг ты не более 3 км. Затем пасполягается Восходящие движения в размытой взк нао соты не более з км. Затем располагается выше н лнегся южная мерициопальна МАКСИМУМА НА ВЫСОТЕ 12 КМ. соты не оолее з км. затем располагается тон тикальные движения отсутствуют, а выше н ляшие прижения

дящие движения.

34

Еще в 1945 г. Флетчер обратил внимание на сравнительно частое появление западных ветров в экваториальной зоне, которое никак не укладывалось в сложившиеся схемы тропической циркуляции. Экваториальная зона западных ветров (ЭЗЗВ) в свете рассмотренного распределения ветра и давления представляется некоторой аномалией. Первоначально западные ветры в экваториальной зоне считали случайным явлением или даже связывали с ошибочными измерениями. По мере накопления данных измерений стало ясно, что зона западных ветров объективная реальность.

ЭЗЗВ в восточном полушарии в течение года мигрирует вдоль экватора. Ее обнаруживают в Африке и Индийском океане, в Индонезии и Северной Австралии. Иногда она распространяется и на западную часть Тихого океана. В западном полушарии ЭЗЗВ выражена слабее. Судя по картам, составленным Флоном, можно предполагать, что западные ветры могут наблюдаться на побережье Колумбии и в экваториальных районах

Южной Америки.

Ширина ЭЗЗВ сильно колеблется от года к году. В годы преобладания западных ветров она сохраняется у экватора даже в зимнем полушарии, значительно распространяясь в сторону летнего полушария. Ее общая ширина в такие сезоны может достигать 32° в северном полушарии (район Индостана) и 20° в южном полушарии (Северная Австралия и Южная Африка). Осенью и весной ЭЗЗВ равномерно располагается по обе стороны от экватора. Ширина ее составляет 8-14°. В узкой приэкваториальной полосе восточного полушария западные ветры характерны для всего года. Средняя ширина ЭЗЗВ в нижней тропосфере около 6°, на побережье Гвинейского залива, в западной Африке, а также на востоке Индийского океана — 8—10°, в зачастях 933B падных Индийского и Тихого океанов сужается до 4°.

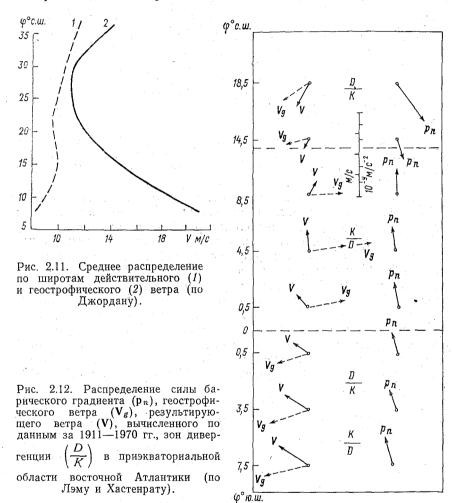
Непрерывная полоса западных ветров прослеживается только на средних многолетних климатических картах. Ежедневные наблюдения указывают на большую изменчивость ветра в этой полосе. На ежедневных картах погоды экваториальные западные ветры можно наблюдать только на отдельных участках.

2.4. СВЯЗЬ ПОЛЕЙ ВЕТРА И ДАВЛЕНИЯ

Поскольку параметр Кориолиса в тропиках очень мал, а на экваторе равен нулю, то геостофические соотношения в тропической зоне плохо выполняются. Нарушение геострофических соотношений представляет наиболее серьезную проблему для анализа метеорологических полей и прогноза погоды в тропиках. Многие эмпирические связи и модели, успешно применяемые

в умеренных широтах, оказываются непригодными для тропической зоны.

При составлении прогнозов требуется производить экстраполяцию значений метеорологических элементов в пространстве и во времени, а без определенных соотношений между давлением



и ветром такая экстраполяция не только затрудняется, но часто становится просто невозможной. В какой-то части тропической зоны, удаленной от экватора, с известной осторожностью можно пользоваться геострофическими соотношениями. Однако единого мнения о том, до каких широт ими можно пользоваться, пока. еще нет.

На рис. 2.11 представлено среднее распределение по широтам скоростей геострофического и действительного ветров на верхней границе слоя трения. Севернее 20° с. ш. отклонения геострофического ветра от действительного незначительны, но они быстро увеличиваются по направлению к экватору. На широте 10° средняя разность между наблюдаемым и геострофическим ветром достигает 9 м/с, т. е. ошибка превышает значение скорости ветра. Действительный ветер везде оказывается слабее

геострофического.

На рис. 2.12 представлено распределение геострофического и результирующего ветра в восточной части приэкваториальной области Атлантики в июле и августе. По мере приближения к экватору не только скорость, но и направление действительного ветра все больше и больше отклоняются от геострофического. Обращает на себя внимание то, что направление действительного ветра весьма близко к направлению силы барического градиента, а в отдельных случаях имеет место полное совпадение (4,5° с. ш.). В июле—августе ось экваториальной ложбины поднимается далеко к северу. На рисунке хорошо прослеживается зона конвергенции, связанная с ложбиной. Эта зона лежит между 5 и 18° с. ш. Одновременно в южном полушарии прослеживается вторичная зона конвергенции между 2 и 6° ю. ш.

В ряде случаев лучшие результаты дает вычисление циклострофического ветра. В сравнительно малых по размерам циклонах (в тропической зоне размеры циклонов в среднем меньше, чем в умеренной) центробежные силы уравновешивают силу барического градиента. Циклострофический ветер применительно к тропическим циклонам является намного лучшим приближением, чем геострофический. Так, действительный ветер в циклонах достигает 50—60 м/с, в то время как при расчете по геострофическим соотношениям получаются скорости 200—250 м/с, а при расчете по циклострофическим — 70—75 м/с.

Циклострофический баланс может существовать только при циклонической кривизне воздушного потока, так как в случае антициклонической кривизны центробежная сила и градиент давления действуют в одном направлении. Это, в частности, привело к гипотезе о невозможности существования антициклонов в экваториальной зоне. Однако наблюдения не подтвердили этой гипотезы.

В тропиках на верхней границе слоя трения воздушный поток направлен так, что пересекает изобары. Более того, даже выше этого уровня ветер направлен под углом к изобарам (изогипсам). На этом основании делались предположения о том, что малые градиенты давления (геопотенциала), обычно наблюдаемые в тропиках, уравновешиваются силой турбулентного трения, не исчезающей на высоте 1 км и прослеживающейся значительно выше. Однако оценки величин, произведенные

по данным измерений в ТРОПЭКС-72 и ТРОПЭКС-74, показали, что такие предположения не имеют достаточных оснований. Значение силы трения оказалось меньше значения градиента

геопотенциала (примерно на два порядка).

На основании приведенных рассуждений можно предположить, что расчет ветра по полю давления в тропиках вообще невозможен. Вместе с тем потребность в решении таких задач существует, так же как существует потребность в решении обратных задач, т. е. в расчете градиентов геопотенциала по данным о ветре. Последнее особенно важно в задачах численного прогноза. Попытки связать поля ветра и давления делались и продолжают делаться. Ниже мы рассмотрим несколько вариантов возможного подхода к решению этой задачи.

Еще в 1951 г. Граймс предложил записать уравнения гори-

зонтального движения в следующей форме:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \Omega_{a}v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}
\frac{\partial v}{\partial t} + \Omega_{a}u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y}$$
(2.4.1)

где P=p+0,5 V^2 — динамическое давление (p — атмосферное давление, $V^2=u^2+v^2$), $\Omega_{\rm A}$ — абсолютный вихрь, u и v — компоненты скорости ветра.

Полагая
$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial v}{\partial t} = 0$$
, получаем
$$u = -\frac{1}{\rho \Omega_{a}} \frac{\partial P}{\partial y}, \quad v = \frac{1}{\rho \Omega_{a}} \frac{\partial P}{\partial x}. \quad (2.4.2)$$

Соотношения (2.4.2) аналогичны геострофическим, только роль кориолисова параметра здесь играет абсолютный вихрь, а вместо обычного давления входит динамическое. Эти соотношения отражают взаимосвязь поля давления и ветра в наиболее общей форме. Вероятно, они должны описывать установившееся движение даже там, где кориолисов параметр становится очень маленьким и отклоняющая сила вращения Земли не может сбалансировать градиент давления. Учет относительного вихря делает такую балансировку возможной. Тогда движение происходит по тем же законам, что и в случае геострофического ветра умеренных широт. Однако абсолютный вихрь нельзя рассматривать как постоянную величину. В высоких широтах северного полушария он положителен, в высоких широтах области южного полушария отрицателен. Следовательно, где-то в экваториальной области должна существовать граница (или узкая переходная зона) между положителными и отрицательными значениями абсолютного вихря).

В рассматриваемом случае $\Omega_a \to 0$, и, следовательно, в узкой переходной зоне формулы (2.4.2) имеют тот же недостаток, что и обычные геострофические соотношения. Изолиния $\Omega_a = 0$ полу-

чила название кинематического экватора. Она располагается параллельно географическому экватору и меняет свое положение в пределах приэкваториальной зоны от 5° с. ш. до 5° ю. ш. Это означает, что абсолютный вихрь меняет не только значение, но и знак по крайней мере в пределах приэкваториальной области. В тех случаях, когда $\Omega_{\rm a}$ меняет знак, согласно (2.4.2) движение должно быть обратным, т. е. таким, каким оно было бы в противоположном полушарии. Если говорить о северном полушарии, то изменение направления потока на противоположное происходит тогда, когда антициклонический вихрь становится больше кориолисова параметра, а следовательно, абсолютный вихрь становится отрицательным. В северной части Центральной Африки такое явление наблюдается довольно часто. Образующиеся при этом ветры имеют местное название «антипотоки».

Соотношения (2.4.2) описывают движения в тропиках, однако их трудно применять для практических расчетов ветра по полю давления, во-первых, потому что градиенты давления изза их малости определяются с большими ошибками, во-вторых, потому что в обеих частях уравнений (2.4.2) стоит искомый параметр — ветер $\left(P=p+0.5\ V^2,\ \Omega_a=l+\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y},\ l=2\omega\sin\phi\right)$ и, в-третьих, потому что у кинематического экватора, где абсолютный вихрь стремится к нулю, уравнения (2.4.2) теряют смысл.

Оценка членов уравнений движения, произведенная по данным наблюдений в ТРОПЭКС-72 и ТРОПЭКС-74, показывает, что нелинейные члены для тропических районов имеют тот же порядок, что и другие члены уравнения. Частицы воздуха обладают некоторой инерцией, они как бы «запоминают движение». Исходя из этого, для установившегося движения уравнения горизонтального движения могут быть записаны для свободной атмосферы следующим образом:

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -9.8 \frac{\partial H}{\partial x} + lv$$

$$u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -9.8 \frac{\partial H}{\partial y} - lu$$
(2.4.3)

Из (2.4.3) получаем

лучаем
$$u = \frac{9.8 \frac{\partial H}{\partial y} + v \frac{\partial v}{\partial y}}{l + \frac{\partial v}{\partial x}}$$

$$v = \frac{9.8 \frac{\partial H}{\partial x} + u \frac{\partial u}{\partial x}}{l - \frac{\partial u}{\partial y}}$$
(2.4.4)

Следовательно, скорость ветра определяется не только локальным градиентом геопотенциала, но и инерционными свойствами потока. Расчет скорости ветра по формулам (2.4.4) затруднен, так как искомый параметр (скорость ветра) входит

также и в правую часть уравнений.

Уравнениями (2.4.3) можно воспользоваться для расчета градиента геопотенциала по данным о ветре. Эта операция для тропиков и особенно для экваториальной области не лишена смысла, так как и прямое вычисление градиента геопотенциала по картам барической топографии может привести к ошибкам не только в определении значения градиента, но и его знака, ибо точность определения геопотенциала сравнима со значениями градиентов геопотенциала.

Если есть сведения о поле ветра, то значения составляющих градиента геопотенциала определяются по следующим соотно-

шениям, полученным из (2.4.3):

$$\frac{\partial H}{\partial x} = -\frac{1}{9.8} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - lv \right)
\frac{\partial H}{\partial y} = -\frac{1}{9.8} \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + lu \right)$$
(2.4.5)

Для целей объективного анализа, численного прогноза погоды и моделирования атмосферных процессов требуется производить согласование полей ветра и давления. Такое согласование в тропической зоне наилучшим образом осуществляется с использованием полных уравнений по методу, предложенному и разработанному в исследованиях Марчука, Миякода и Майера, Нитта и Ховермейла. Метод, получивший название динамического согласования, осуществляется путем многократного численного интегрирования полных уравнений попеременно на один шаг вперед, а затем назад с помощью схем, обеспечивающих селективное подавление мелкомасштабных возмущений. В качестве такой схемы численного интегрирования по времени широко применяется, например, схема Эйлера с пересчетом.

Суть динамического согласования можно кратко пояснить следующим образом. При интегрировании уравнений прогностической модели на шагах вперед происходит модификация и взачимное приспособление полей. В процессе приспособления возникают гравитационные волны, которые схемой численного интегрирования по времени селективно подавляются. На шагах назад осуществляется возврат к исходному моменту времени. При этом крупномасштабные черты полей практически остаются такими же, какими они были в исходный момент времени, а мелкомасштабные возмущения оказываются в значительной

степени отфильтрованными.

Многократное повторение процедуры попеременного интегрирования уравнений по схеме «прогноз вперед—назад», которую называют псевдопрогнозом, приводит к определенному равнове-

сию полей. Эти поля принимаются в качестве согласованных. Таким образом, динамическое согласование достигается с помощью итерационных процедур, признаком сходимости которых является наступление равновесия для согласуемых полей.

Динамическое согласование представляет по существу один из вариантов решения задачи о взаимном приспособлении полей, которая ранее обстоятельно исследовалась в работах Ки-

беля и Обухова.

Итерационные процедуры могут быть построены так, что в процессе псевдопрогноза меняются все согласуемые поля, т. е. происходит взаимное приспособление полей. Такое согласование называется свободным. Наряду со свободным согласованием псевдопрогноз может осуществляться так, что одно из полей остается неизменным.

Особый интерес представляет динамическое согласование, в процессе которого поле давления (геопотенциала) остается неизменным и тем самым моделируется приспособление поля ветра к полю давления. В таком варианте динамическое согласование может использоваться для расчетов поля ветра по полю давления (геопотенциала) в экваториальной зоне.

Рассмотрим задачу динамического согласования применительно к баротропной и бароклинным моделям по полным урав-

нениям.

Для согласования в рамках баротропной модели воспользуемся следующей системой уравнений:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -\frac{\partial \Phi}{\partial x} + lv$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial \Phi}{\partial y} - lu$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y} = -\Phi\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)$$
(2.4.6)

где Φ — геопотенциал, остальные обозначения общепринятые. Согласование с помощью бароклинной модели рассмотрим на основе квазистатической системы полных уравнений в системе координат X, Y, ζ , без учета трения и неадиабатических эффектов:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial \zeta} = -\frac{\partial \Phi}{\partial x} + lv$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial \zeta} = -\frac{\partial \Phi}{\partial y} - lu$$

$$T = \frac{\zeta}{R} \frac{\partial \Phi}{\partial \zeta}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \zeta} = 0$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{RT}{g} (\gamma_a - \gamma) \frac{\omega}{\zeta} = 0$$
(2.4.7)

$$\zeta = \frac{p}{p_0}, \ \omega = \frac{1}{p_0} \frac{dp}{dt}.$$

Предполагается, что для систем уравнений (2.4.6) и (2.4.7) заданы соответствующие начальные и граничные условия, необходимые для получения решений. В качестве начальных значений и и и могут использоваться составляющие климатического ветра или составляющие геострофического ветра, вычисленные для данного района по обычным геострофическим соотношениям для ближайшей широты, где эти соотношения выполняются.

Значения ω , необходимые для интегрирования системы уравнений, рассчитываются с помощью уравнения неразрывности так же, как это обычно делается при реализации бароклинных негеострофических прогностических моделей.

Уравнения системы (2.4.6) и (2.4.7), содержащие производные по времени, запишем в виде

$$\frac{\partial z}{\partial t} = F, \qquad (2.4.8)$$

тДе

$$z = \begin{vmatrix} u \\ v \\ \Phi \end{vmatrix}, F = \begin{vmatrix} -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial \Phi}{\partial x} + lv \\ -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial \Phi}{\partial y} - lu \\ -u \frac{\partial \Phi}{\partial x} - v \frac{\partial \Phi}{\partial y} - \Phi \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \end{vmatrix}$$

для системы (2.4.6) и

$$z = \begin{vmatrix} u \\ v \\ T \end{vmatrix}, F = \begin{vmatrix} -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - \omega \frac{\partial u}{\partial \zeta} - \frac{\partial \Phi}{\partial x} + lv \\ -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - \omega \frac{\partial v}{\partial \zeta} - \frac{\partial \Phi}{\partial y} - lu \\ -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} + R \frac{T}{g} (\gamma_a - \gamma) \frac{\omega}{\zeta} \end{vmatrix}$$

для системы (2.4.7).

Итерационный процесс динамического согласования полей с помощью метода Эйлера с пересчетом по схеме численного интегрирования «прогноз вперед—назад» выполняется следующим образом:

$$z_{n+1}^* = z_n^{(\nu)} + F_n^{(\nu)} \Delta t z_{n+1}^{(\nu)} = z_n^{(\nu)} + F_{n+1}^* \Delta t$$
 (2.4.9)

$$z_{n}^{*} = z_{n+1}^{(v)} - F_{n+1}^{(v)} \Delta t$$

$$z_{n}^{(v+1)} = z_{n+1}^{(v)} - F_{n}^{*} \Delta t$$
(2.4.10)

где индексы n и n+1 означают принадлежность к моментам времени, Δt — шаг по времени; z_{n+1}^* , z_n^* , z_{n+1} , z_n — предварительные и окончательные значения z в моменты времени n и n+1; F_n , F_{n+1}^* , F_{n+1}^* , F_n^* — значения функций F, рассчитанные по z_n , z_{n+1}^* , z_n^* соответственно; индексы v и v+1 обозначают номер итерации, r. е. указывают на то, сколько раз выполняются вычисления по формулам (2.4.9) и (2.4.10).

По формулам (2.4.9) осуществляется прогноз на один шаг по времени вперед, а по формулам (2.4.10)— назад. Как видно из формул, для прогноза вперед и назад используется два цикла вычислений, а весь четырехтактный цикл «прогноз вперед—назад» обеспечивает возвращение к начальному моменту времени.

Заметим, что при динамическом согласовании полей в рамках бароклинной модели на каждом цикле выполняются расчеты вертикальной скорости и геопотенциала с помощью диагностических уравнений (статики и неразрывности) и граничных условий для ω по ζ (при $\zeta=0$, $\zeta=1$ и $\omega=0$) так же, как это делается при реализации прогностической бароклинной модели на каждом шаге времени.

Циклы «прогноз вперед—назад» повторяются многократно (v=1, 2, 3, ...), до тех пор, пока поля практически не будут изменяться от цикла к циклу. Это служит признаком сходимости процесса итераций и установления процесса адаптации. Такие поля считаются согласованными. В случае определения поля ветра в экваториальной зоне по заданному полю давления (геопотенциала) достижение установления означает, что получено искомое поле ветра и дальнейших вычислений производить не нужно.

Численные эксперименты, выполненные с помощью систем уравнений (2.4.6) и (2.4.7), показывают, что при использовании схемы Эйлера с пересчетом при определенных значениях шага по времени итерационный процесс сходится. При этом число итераций зависит от степени рассогласованности исходных полей и от того, по какой схеме производится согласование (свободное или с закреплением одного из полей). Так, в рамках нелинейной баротропной модели, если геопотенциал после каждого четырехтактного цикла заменяется исходным, а в качестве начального ветра используется геострофический ветер, равновесное состояние наступает после 40—60 циклов.

Для получения количественных соотношений между осредненными полями ветра и давления возможен иной подход, предложенный Д. Л. Лайхтманом. Будем исходить из предположения, что поле давления задано климатическими картами давления, а поле ветра неизвество. Его требуется определить.

В соответствии с климатическими картами относительно поля давления сделаем следующие предположения:

- а) минимум давления совпадает с экватором, $\left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)_{\varphi=0} = 0;$
- б) широтная составляющая градиента давления севернее и южнее экватора намного меньше его меридиональной составляющей, т. е. $\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \ll \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$ при $\varphi \neq 0$,

вследствие чего при расчетах можно полагать

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = 0;$$

в) поле давления симметрично относительно экватора.

В соответствии с климатическими данными в отношении поля ветра сделаем лишь предположение о том, что ветер мало меняется вдоль широты:

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial v}{\partial x} = 0.$$

Пусть ось x направлена вдоль широты на восток, а ось y вдоль меридиана на север (начало координат на экваторе). В соответствии с сделанными предположениями, для плоской стационарной задачи система уравнений может быть записана в следующем виде:

$$v \frac{du}{dy} = lv + K_y \frac{d^2u}{dy^2}, \qquad (2.4.11)$$

$$v \frac{du}{dy} = lv + K_{y} \frac{d^{2}u}{dy^{2}}, \qquad (2.4.11)$$

$$v \frac{dv}{dy} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dy} - lu + K_{y} \frac{d^{2}v}{dy^{2}}, \qquad (2.4.12)$$

где K_x и K_y — коэффициенты горизонтального турбулентного обмена.

Входящие в уравнения величины составляющих ветра, градиента давления и кориолисов параметр представим в виде разложения в степенной ряд:

$$u = u_0 + u_2 y^2 + u_4 y^4 + \dots,$$
 (2.4.13)

$$v = v_1 y + v_3 y^3 + v_5 y^5 + \dots,$$
 (2.4.14)

$$u = u_0 + u_2 y^2 + u_4 y^4 + \dots,$$

$$v = v_1 y + v_3 y^3 + v_5 y^5 + \dots,$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dy} = p_1 y + p_3 y^3 + \dots,$$

$$l = \beta y + \beta_1 y^3 + \dots$$
(2.4.13)
(2.4.14)
(2.4.15)

$$l = \beta y + \beta_1 y^3 + \dots$$
 (2.4.16)

В разложениях (2.4.15) и (2.4.16) коэффициенты при y известные величины (давление снимается с климатических карт), а в двух других разложениях — неизвестные. Значение K_y известно: для низких широт оно равно $5 \cdot 10^6$ м²/с. Из (2.4.13) и (2.4.14) получаем

$$\frac{du}{dy} = 2u_2y + 4u_4y^3 + \dots, \quad \frac{d^2u}{dy^2} = 2u_2 + 12u_4y^2 + \dots, \quad (2.4.17)$$

$$\frac{dv}{dy} = v_1 + 3v_3y^2 + 5v_5y^4 + \dots, \quad \frac{d^2v}{dy^2} = 6v_3y + 20v_5y^3 + \dots$$
(2.4.18)

Подставляя (2.4.13), (2.4.14), (2.4.17), (2.4.18), (2.4.15) и (2.4.16) в (2.4.11) и (2.4.12), приравнивая коэффициенты при y с одинаковыми степенями (y^0 , y^1 , y^2) и дополняя граничными условиями, которые предполагают при $y=y_1$ условия геострофичности потока, получаем систему уравнений для определения коэффициентов. Решение этой системы, например, для y_1 , соответствующего $\phi=5^\circ$, относительно u и v дает следующие соотношения:

$$u = -2,64 + 1,45 \cdot 10^{-24}y^4 + \dots,$$
 (2.4.19)

$$v = -3.81 \cdot 10^{-6}y + 1.22 \cdot 10^{-7}y^{3} + \dots,$$
 (2.4.20)

где у в метрах.

По этим формулам, используя осредненное поле давления, были рассчитаны составляющие скорости ветра в приэкваториальной зоне.

Рассчитанные значения скоростей ветра в целом соответствуют наблюдаемым в этой зоне скоростям (2—3 м/с).

2.5. ОБЛАЧНОСТЬ

В тропической зоне преобладают облака кучевых форм. Здесь повторяемость всех разновидностей кучевой облачности значительно больше, чем в умеренных широтах. Наиболее распространенной формой облаков являются кучевые облака хорошей погоды. Часто встречаются также разорванно-кучевые облака. Такой вид облаков является следствием сильно развитой турбулентности. В суточном ходе количества кучевых облаков имеется дневной максимум и ночной минимум. Следует, однако, отметить, что в местах, где влияние полусуточной волны давления не искажено другими факторами облакообразования, в ходе количества облаков могут наблюдаться два максимума и два минимума. На восходящей ветви волны давления количество облачности увеличивается, а на нисходящей ветви уменьшается. В результате влияния дневного прогрева и полусуточной волны давления на процессы облакообразования создается сложная картина суточного хода облачности. Наблюдаются три максимума (утром, в полуденные часы и перед заходом солнца) и три минимума: один основной (ночью), и два вторичных (в предполуденные и послеполуденные часы) (см. п. 2.2).

В пассатной зоне над океанами в течение всего года преобладают облака Си hum и Си med. Вместе с ними здесь встречаются облака Sc и Ac. Кучевые облака в зоне действия пассата отличаются исключительным единообразием формы и имеют четкие верхнюю и нижнюю границы, что обусловлено однородностью условий их образования. Эти облака часто называют пассатными кучевыми облаками. Наряду с ними здесь образуются мощные кучевые облака Си сопд., вершины которых

достигают нижней границы инверсии. Если инверсия оказывается слабой, а процесс конвекции достаточно сильным, то в отдельных местах облака «прорываются» сквозь слой инверсии и устремляются вверх. В этом случае они имеют своеобразный вид (рис. 2.13). От сравнительно широкого основания узким, постепенно расширяющимся пучком облако вытягивается кверху. Этот процесс Риль назвал «взбросы кучевых облаков».

В области внутритропической зоны конвергенции наблюдается чрезвычайное разнообразие облачных форм, включая системы As—Ns. Однако

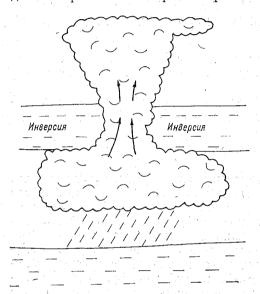


Рис. 2.13. Образование облачного «взброса» (по Рилю).

здесь также преобладают облака кучевых форм (Cu hum., Cu med., Cu

cong., Cb).

Наблюдения, денные во время тропических экспериментов в 1972 и 1974 гг., показали, что облака значительного вертикального развития почти никогда не бывают изолированными. Kaĸ правило, они объединяются в гряды Си сопд. или Сь с общим основанием. Вершины Си сопд. и Cb очень близко располагаются друг к другу и нередко тоже объединяются. Длина гряд составляет от нескольких десятков километров до 300 км, а в отдельных

случаях даже превышает 300 км. Ширина гряд 10—15 км. Гряды ориентированы по направлению ветра. Расстояние между грядами 100—150 км.

Как и в умеренных широтах, кучево-дождевые облака с кристаллизованными вершинами образуются в случае, когда поднимающийся в конвективном потоке воздух проникает выше уровня замерзания. Высота кучево-дождевых облаков (положение их верхней границы) в тропиках бывает довольно значительной. Отмечены случаи, когда вершины этих облаков обнаруживались на высоте 18-19 км.

Интересно явление интенсивного расширения (растекания) наковален Сь, происходящее, по-видимому, вследствие резкого торможения восходящего потока вблизи тропопаузы. Перистые облака, образующиеся при таком расширении (растекании), имеют значительно большие размеры (по площади), чем гряды кучево-дождевых облаков, из которых они образовались. Так, длина облачного поля Сі может достигать 400—500 км, а ширина — около 200 км. Это обстоятельство рекомендуется учитывать при интерпретации спутниковых снимков, где в ряде случаев гряды Сb закрыты сверху перистыми облаками, покрывающими площадь, большую, чем Cb.

Во время тропических экспериментов была обнаружена еще одна интересная особенность облакообразования в восточной части центральной Атлантики. Здесь облака развиваются как бы в двух слоях конвекции: в нижнем от 0,5 до 3,5 км и верхнем, начинающемся с уровня 3,5 км. В нижнем слое разви-

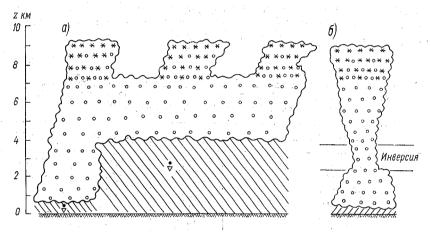


Рис. 2.14. Схема облачной системы, наблюдавшейся с самолета 16 августа 1972 г. у точки с координатами 10° с. ш. и 24,5° з. д. (по А. М. Боровикову и А. Н. Невзорову)

a — вид с востока, δ — вид с севера.

ваются Си hum., Си med. и Си cong. Среди них встречаются теплые Сb, по внешнему виду напоминающие Сu cong. Из этих облаков выпадают ливневые осадки. Во втором слое развиваются различные формы Ас (чаще всего Ас cost) и различные по мощности облака вертикального развития (вплоть до Сb), вершины которых достигают в большинстве случаев 11—12 км. Последние представляют собой классические кучево-дождевые облака с хорошо выраженными наковальнями. Из них выпадают обильные ливневые дожди. Облака нижнего и верхнего слоев могут объединяться. В таких случаях часто возникают мощные Сb. Их нижняя граница лежит на уровне 500—700 м, а верхняя достигает 11—12 км. На рис. 2.14 схематически показано возникновение такого облака.

На рисунке прослеживается облачная гряда, протянувшаяся с севера на юг более чем на 150 км. С севера эта гряда представляет собой отдельное облако шириной 25—30 км, но

с востока и запада — это сложное облачное образование с несколькими наковальнями, вершины которых располагаются на высоте 9 км. Четко выделяется основной «столб», занимающий северную часть облака, нижняя граница которого располагается на высоте 500—700 м. На высоте 4 км этот «столб» сливается с нижней частью облаков верхнего слоя. Наковальни снесены ветром к югу. Из облака выпадает сильный ливневый дождь.

Хотя в тропической зоне преобладают облака вертикального развития, здесь можно наблюдать и многие другие формы облаков. Широко представлена здесь облачность волнистых форм, часто наблюдаются перистые облака, а в ВЗК встречаются также облака слоистых форм (Ns, As, Cs). Имеются значительные различия в облачности, наблюдаемой в ВЗК, на ее границе и вне этой зоны (табл. 2.2).

Повторяемость (в % от числа дней наблюдений) различных форм облаков в тропических широтах Атлантического океана в июле—августе 1972 г. (по В. С. Самойленко и Н. И. Солнцевой)

·			
Форма облаков	взк	Граница ВЗК	Вне ВЗК
Cu hum., Cu fr.	67,8	87,3	97,1
Cu med.	34,0	48.6	51,1
Cu cong.	22,2	1 28.2	19,0
Cb calv.	40,5	32.8	7,3
Cb cap.	1.7	2.3	
Sc cug.	48,8	29.2	8,0
Se tr.	2,7	3,8	· ·
Sc op.	4,2	4,8	3,6
St fr.	16.4	3,8	
Ac cug.	30.4	30.5	10,2
Ac tr.	$22,6 \\ 3,7$	24,3 8,8 3,2	30,7
Ac und.	3,7	8,8	17,5
Ac lent.	3,0	3.2	
Ac floc.	1,4	0.3	-
Ac dupl.	2,4	3.8	0.7
Ac op.	9,0	0,3 3,8 5,1	0,7 1,5
As tr.	2,4	2.6	
As op.	4.4	3,8	_
Ns, As prec.	23,5	9,3	
Ci spic.	15,4	10,7	7,3
Ci fil., Ci int.	6.1	19,4	16,8
Ci unc., Ci rad., Ci floc.	4,8	7,1	13,1

Существенна разница повторяемости количества облаков. Так, по данным ТРОПЭКС-72 в ВЗК никогда не бывает совершенно безоблачного неба: в течение 40 % времени все небо покрыто облаками без просветов; в 5 % времени наблюдается 1—2 балла облаков и в 15 % времени количество облаков составляет 3—8 баллов. В остальное время облачность близка к сплошной.

На границе ВЗК по тем же данным также не бывает полностью безоблачных дней, но только в 18% времени — облачность без просветов, в 30% времени наблюдается облачность 1—2 балла и в 30% времени — облачность 3—8 баллов. В остальное время, облачность почти полностью покрывает небо.

В других частях тропиков сплошная облачность наблюдается чрезвычайно редко: примерно половину времени облачность не превышает 5 баллов, а нижняя облачность в большинстве случаев не превышает 5 баллов. Часто небо бывает вовсе безоблачным.

Как уже отмечалось, непериодические изменения погоды в тропиках в значительной степени определяются конвергенцией ветра. Существенную роль играет ветер и в образовании облаков. Наблюдения в ТРОПЭКС-72 показали, что перед скоплением кучево-дождевых облаков и началом длительных периодов осадков имела место хорошо выраженная конвергенция приземного ветра. Она оставалась значительной и после начала периода длительных осадков. Уменьшение конвергенции сопровождалось и уменьшением интенсивности количества осадков и даже их прекращением при переходе к дивергенции. По этим данным В. С. Самойленко и Н. И. Солнцева составили табл. 2.3. Конвергенция вычислялась для площади около

 Таблица
 2.3

 Конвергенция и погода

Конвергенция (-10-5 с-1)	Облака		
	форма	горизонтальный размер, км	Осадки, мм
<0 (div)	Распад и испарение	1 1 1	Прекращение
0—0,5	Cu hum., Cu med., Cu cong.	<1	Полосы падения или < 0.1
0,5—1,0	Разрозненные ячейки	1-10	0,1-1
1,0—3,0	Cb (Cu hum., Cu med., Cu cong., Sc cug.) Обширные Cb со шква- лами (Cu med., Cu cong., Sc	10—50	1—10
3,0—5,0	сид., Ас сид.) Сомкнутые ряды Cb—Ns	50-200	10 -50
Тропическая де-	(Cu fr., St fr., Sc cug.) Фронтальная система Cb—Ns	> 200	>50
прессия	(Ci spic., Сs и т. п.)		

70 000 км², что соответствует площади квадрата географической сетки в экваториальных широтах со стороной 2,5°.

По мнению авторов таблицы, характерные значения конвергенции ветрового поля в приэкваториальных широтах колеблются от 0 до 10^{-5} с $^{-1}$, что согласуется со средним многолетним значением конвергенции.

2.6. ОСАДКИ

Высокие значения температуры и влажности в тропической атмосфере обусловливают значительную водность тропических облаков. Запас воды в облаках столь велик, что даже небольшое по размерам облако может разразиться сильным ливнем. Непродолжительные, но сильные ливни из отдельных облаков Cb — довольно распространенное явление в тропиках. Ливневые осадки выпадают также из облачных гряд и облачных скоплений, включающих в себя различные по мощности облака (Си med., Cb и др.) В большинстве случаев осадки в тропиках носят ливневый характер. Наиболее продолжительны осадки из систем облаков, связанных с ВЗК и тропическими циклонами.

Осадки в ВЗК могут быть ливневыми и обложными, продолжительными (несколько часов) и кратковременными (2— 3 мин), очень сильными и совсем слабыми. Обложные осадки ВЗК выпадают из слоисто-дождевых или изредка из высокослоистых облаков, которые характерны для тропических депрессий. Из смыкающихся в общирные гряды кучево-дождевых облаков выпадают ливневые дожди.

Наблюдения во время ТРОПЭКС-72 показали, что чаще отмечаются дожди слабые и умеренные, реже — сильные. Однако редкие, но сильные дожди вместе с умеренными дают ³/₄ вклада в общую сумму осадков (табл. 2.4).

Таблица 2.4 Повторяемость (% от общего числа) видов дождей по данным наблюдений во время ТРОПЭКС-72 (по В. С. Самойленко и Н. И. Солнцевой)

	2. 1	ость	
Дождь	чис случ		%
Ливневый слабый и очень слабый умеренный сильный очень сильный Обложной слабый и очень слабый умеренный сильный очень сильный Итого	2	23 20 6 9 13 6 1 1	29,1 25,3 7,6 11,4 16,4 7,6 1,3 1,3

Из таблицы видно, что 73,4 % дождей носят ливневый характер, число слабых и умеренных дождей как ливневого, так и обложного характера намного больше числа сильных дождей.

В тропиках гораздо больше повторяемость дождя из теплых облаков, содержащих только непереохлажденные капли, в то время как вне тропиков осадки выпадают преимущественно из смешанных облаков. Чем ближе к экватору, тем больше повторяемость дождя из теплых (капельных) облаков, хотя

преобладают все же дожди из смешанных облаков.

Формирование теплых кучево-дождевых облаков — явление характерное для тропической зоны. Мейсон приводит результаты работ различных авторов, занимавшихся изучением облаков и осадков в различных районах тропической зоны. Так, например, в Восточной Африке ливневые осадки нередко выпадают из кучево-дождевых облаков, вершины которых лежат по крайней мере на 0,5—1 км ниже нулевой изотермы. Он приводит также случаи выпадения значительного количества осадков на Багамских островах из облаков, слабо развитых по вертикали, когда верхняя граница облаков не превышала 2000 м, а высота нулевой изотермы составляла 5000 м.

Из анализа данных, полученных от пилотов, летающих по трассе Тринидад—Барбадос—Гренада, следует, что в 75 % всех дней с дождем облака не достигают уровня нулевой изотермы, а между тем на Барбадосе бывает около 180 дней, а в Трини-

даде около 240 дней с дождем за год.

В районе Пуэрто-Рико с помощью самолетов-лабораторий было исследовано 687 облаков кучевых форм. Ни одно из них не достигало уровня нулевой изотермы, которая располагалась между 4500 и 5000 м. При высоте верхней границы облака ≤2300 м осадки не выпадали, при высоте верхней границы около 3000 м в 20 % случаев, а при высоте около 4000 м почти в 50 % случаев и таких облаков выпадали осадки.

На Гавайских островах в сезон пассатных ветров дождь выпадает из облаков, вертикальная протяженность которых не менее 1700 м. Самая низкая температура, когда-либо наблюдавшаяся на вершинах этих облаков, была 7°С. Интенсивность осадков здесь может достигать 10 мм/ч. Следует заметить что ливневые дожди из теплых облаков везде бывают достаточно интенсивными, хотя, как правило, они кратковременны.

Рассмотрим механизм образования дождя из теплых облаков. Схематически его можно представить так: восходящие движения вызывают охлаждение поднимающегося воздуха и конденсацию водяного пара, затем начинается образование облака и происходит рост капель до размера дождевых, далее за счет конденсации в условиях пересыщения и коагуляции крупных капель выпадают осадки.

Условия для развития восходящих движений в тропической атмосфере создаются практически ежедневно. Прежде всего

это термическая конвекция, которая поддерживается конвергенцией ветров в пограничном слое. Следует отметить, что при дивергенции ветра в нижних слоях конвективные токи оказываются «приглушенными» и конвекция не получает существенного развития. Образованию восходящих движений может

способствовать также орография.

Поднимающийся воздух адиабатически охлаждается, его температура приближается к температуре точки росы, относительная влажность повышается и наконец он становится насыщенным. Для начала конденсации необходимо либо значительное пересыщение воздуха (в совершенно чистом воздухе пересыщение должно быть значительно больше 100 %), либо наличие ядер конденсации. Достижение значительного пересыщения в природе невозможно. Следовательно, остается только второе — конденсация водяного пара на частицах (ядрах конденсации), которые всегда имеются в атмосфере в достаточном количестве.

Частицы могут быть гигроскопичными (например, морская соль) и лишь иногда твердыми, нерастворимыми. На гигроскопических частицах даже при малом значении относительной влажности конденсируется водяной пар, превращая их в мелкие водяные капли. Размеры частиц варьируют в значительных пределах. Чаще всего встречаются ядра радиусом 10^{-6} — 10^{-4} см. Число частиц над разными районами также неодинаково. Так, над городами их среднее число составляет около $1.5 \cdot 10^5$ частиц/см³, вне городов их приблизительно в три раза меньше $(0.5 \cdot 10^5$ частиц/см³), а над открытыми частями океанов их меньше на два порядка $(10^3$ частиц/см³).

Разумеется, не все частицы становятся ядрами конденсации. Как известно, формирование капли начинается с появления облачного ядра, т. е. частицы, которая потенциально может превратиться в облачную каплю. Для большинства облаков число облачных ядер колеблется от 30 до 1000 ядер/см³. Сравнивая число частиц, взвешенных в воздухе, с числом облачных ядер, нетрудно видеть, что лишь небольшое их число становится зародышами облачных капель.

В механизме образования осадков наиболее важным является процесс укрупнения (роста) капель до размера дождевых. Конденсация пара на зародышевых каплях обеспечивает быстрый рост капель лишь до размеров 20—30 мкм, а дальше рост замедляется. Необходимо много времени (десятки часов), чтобы за счет конденсации капли выросли до размеров дождевых. Опыт же показывает, что фактически формирование дождя в тропиках осуществляется в течение десятков минут. Следовательно, конденсацию нельзя считать процессом, полностью обеспечивающим рост облачных элементов до размеров дождевых капель.

Основным процессом укрупнения облачных элементов является коагуляция капель облака, различающихся по размерам. Крупные капли сталкиваются и сливаются с более мелкими.

Процесс коагуляции зависит от различия в скорости падения капель разных размеров (крупные капли падают быстрее), от электрического заряда капель (отношение величин зарядов q'/q^2 определяет собой коэффициент захвата капель радиусов r_1 и r_2), от водности облака (известно, что водность облаков в тропиках большая и потому при прочих равных условиях в тропиках коагуляционный рост капель идет интенсивнее, чем в умеренных широтах). Наибольшее значение имеет слияние капель из-за разности скоростей их падения—гравитационная коагуляция.

Известно, что изменение радиуса капли за счет коагуляции

$$\left(\frac{dr}{dt}\right)_{\text{KOar}} = \frac{\epsilon\delta\Delta v}{4\rho}$$
,

где ρ — плотность воды, δ — водность облака, Δv — разность скоростей падения капель, $\epsilon = f(r_1, r_2, q', q_2)$ — коэффициент коагуляции, равный произведению коэффициента захвата, зависящего от q'/q^2 и эффективности слияния, зависящей от r_1/r_2 . У Существенное значение для условий образования осадков имеет первоначальный размер капель. Если капля мала, то требуется большее время для ее роста. Например, если начальный размер капли 20 мкм, то даже при высоких значениях водности облака и коэффициенте захвата ($\delta = 1$ г/м³ и $\epsilon = 0.75$ (75%)) потребуется около 20 мин, чтобы капля выросла до 40 мкм. При этом предполагается, что она не будет испаряться.

Капля 40 мкм — не дождевая капля, требуется еще какое-то время для того, чтобы она стала дождевой. Иными словами, на образование осадков потребовалось бы значительно большее время, чем обычно отмечается по наблюдениям. Естественно предположить, что вблизи основания облака существуют капли диаметром 40-50 мкм. Такое предположение не лишено основания. Еще в 1952 г. Вудкок сообщал, об обнаруженных им в тропической зоне над океанами гигантских гигроскопических ядрах конденсации размером до 20 мкм. Попав в облако, они только за счет конденсации могут вырасти до 40-50 мкм. При скорости подъема около 2 м/с такие капли на высоте 2-2,5 км от основания облака вырастают до 100 мкм, после чего быстро растут за счет коагуляции. Примерно через 600 м подъема капля достигает критического размера ($r_{\rm kp} = 3200 \, {\rm mkm}$) и разбивается на некоторое число более мелких капель, которые в свою очередь точно таким же образом вырастают до критического размера и вновь разбиваются на мелкие капли. Если вначале число капель было по, то после первого цикла их становится n_1 (причем $n_1 \gg n_0$) после второго цикла — n_2 (причем $n_2 \gg n_1$) и т. д. Этот процесс получил название цепного процесса Ленгмюра в честь ученого, создавшего теорию образования дождя в теплых облаках (1947 г.). Когда в облаке накапливается большое число крупных капель (r>40 мкм), восходящий поток воздуха уже не в силах удержать водную массу облака и из него выпадает интенсивный ливневый дождь, приводящий к полному исчезновению облака.

Для реализации цепного процесса роста и дробления капель, в результате которого их число возрастает в n раз, важным (критическим) условием является накопление капель в облаке выше зоны, где вертикальные скорости (w) максимальны. В этом случае большое число капель, даже крупных $(r \approx$ \approx 1000 мкм), будут иметь скорость падения $|v| < |w_{\rm max}|$. Только формирование выше этого уровня зоны накопления капельной влаги (так называемой зоны аккумуляции) ведет к образованию ливневого дождя. Падающие через этот слой капли продолжают расти за счет коагуляции и конденсации, достигая у нижней кромки облака значений $r < r_{\text{крит}}$. Следовательно, для цепного процесса образования ливневых осадков из чисто водяных облаков необходимо соблюдение еще одного условия: толщина слоя облаков от его нижней границы до высоты, где $w = w_{\max}$, должна быть 2,0-3,5 км при постоянной водности облака, равной $1.0-1.2 \text{ r/m}^3$.

Дождь из смешанных облаков образуется так же, как и в умеренных широтах. В тропических районах в целом выпадает осадков больше, чем в умеренных и высоких широтах. Так, в северном полушарии к югу от широты 30° выпадает $^2/_3$ осадков всего полушария; в южном полушарии в этих же широтах выпадает несколько меньше осадков, хотя общее их количество здесь оказывается больше, чем в остальной части полушария. Несколько большее количество осадков, выпадающих в северной части тропиков (рис. 2.15), объясняется положением экваториальной ложбины, которая большую часть года находится севернее экватора.

Для тропических районов характерны значительная временная и пространственная изменчивость годового количества осадков. В некоторых местах, например на атолле Фаннинг (4° с. ш., 159° з. д.), количество осадков от года к году меняется от 3 до 500 мм. Зона максимального количества осадков лежит у экваториальной ложбины, минимальное количество осадков выпадает вдоль субтропического пояса высокого давления. Такое распределение осадков отмечается как над материками, так и над океанами (рис. 2.15). Тропики условно можно разделить на три части, в каждой из которых имеет место свой режим осадков

- 1) район экваториальной ложбины, где дожди выпадают в течение всего года;
- 2) пассатная зона, где дожди идут летом, а зимой они на-
- 3) районы, прилегающие к субтропическим максимумам, где в течение круглого года дожди выпадают редко.
- В каждом из этих районов количество выпадающего дождя от года к году может существенно меняться. Среднее распре-

деление годового количества осадков показано на рис. 2.16. Зона наибольшего количества осадков опоясывает земной шар у экватора. Значительное количество осадков выпадает в западных частях океанов. Засушливая зона простирается от Ирана и Афганистана через Аравийскую пустыню и Сахару

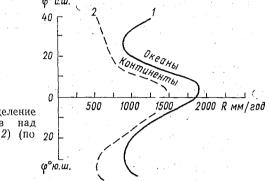


Рис. 2.15. Зональное распределение годового количества осадков над океанами (1) и континентами (2) (по 20 Пальмеру).

в восточную часть Атлантики. В засушливую зону северного полушария входят также Мексика и юго-западные районы США. В южном полушарии наиболее засушливые области обнаруживаются над западной Австралией, Южной Африкой и Южной Америкой и прилегающими к ним восточными частями океанов.

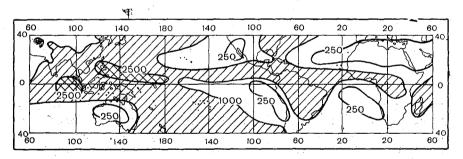


Рис. 2.16. Распределение годовых сумм осадков в тропической зоне (по Пальмеру).

Заштрихованы области с количеством осадков >1000 мм/год.

Определенный интерес представляют сезонные изменения количества осадков в тропиках. Широтные профили количества осадков, осредненные по сезонам и долготам (рис. 2.17~a), показывают, что в теплый период года в данном полушарии осадков выпадает больше, чем в холодный. Рассматривая отдельно океанические и континентальные профили для каждого сезона (рис. 2.17~б, в) можно заметить, что миграция зоны осадков,

связанная со смещением экваториальной ложбины, особенно заметна над континентами. Максимум осадков над океанами во все сезоны остается в северном полушарии, только в июне—

августе он лежит севернее, чем в декабре-феврале.

В районах пассатной зоны, граничащих с экваториальной ложбиной, в годовом ходе осадков наблюдается один максимум. В северном полушарии он отмечается в августе, а в южном — в марте, когда экваториальная ложбина соответственно занимает наиболее северное и наиболее южное положение. Вблизи экватора, где ложбина проходит любой круг широты

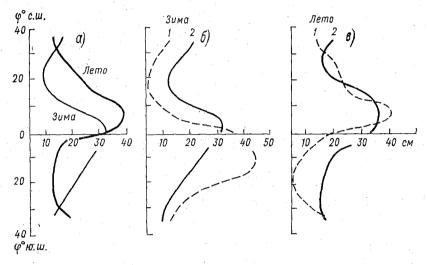


Рис. 2.17. Широтное распределение сезонных сумм осадков (по Пальмеру).

1 — материки, 2 — океаны.

дважды в год, в годовом ходе осадков отмечается два максимума. На любой долготе, где ложбина колеблется более или менее симметрично относительно экватора, сильные дожди у экватора наблюдаются с марта по май и с октября по ноябрь. Следует заметить, что смещение экваториальной ложбины на разных долготах не одинаковое и меняется от года к году. Кроме того, различные возмущения основного течения в тропической зоне атмосферы и взаимодействие тропической циркуляции с процессами в более высоких широтах оказывают существенное влияние на режим погоды вообще и осадков в частности. Все это приводит к значительным изменениям в сезонном количестве осадков, наблюдаемом в разные годы и в разных районах, причем изменчивость оказывается не очень большой там, где выпадает много дождей, и значительной там, где их выпадает мало.

ВОПРОСЫ К ГЛАВЕ 2

1. Что такое термический экватор? Где он располагается? Изменяется ли его положение со сменой сезонов?

2. Какие типы годового хода температуры существуют в тропиках и чем они отличаются друг от друга?

3. От чего зависит суточный ход температуры в тропиках?

4. Каковы широтные изменения горизонтального градиента температуры в тропической зоне?

5. Қак меняется температура с высотой в различных районах тропиче-

ской зоны?

6. Как распределяется давление в тропической зоне? Каковы горизонтальные градиенты давления?

7. Что такое волны давления? Перечислите известные вам волны дав-

8. В какое время наблюдается минимум и максимум давления в полусуточной волне давления? Какова средняя амплитуда этой волны?

9. Как связаны полусуточная волна давления и погода?

10. Какой ветер наблюдается в пассатных зонах северного и южного полушарий? Охарактеризуйте его устойчивость.
11. Что такое экваториальная зона западных ветров (ЭЗЗВ)? Где она

располагается?

12. Как отличается действительный ветер от геострофического на разных широтах тропической зоны?

13. Охарактеризуйте режим ветра в развитой и размытой ВЗК.

- 14. Как распределяются вертикальные движения в развитой и размытой **B3K?**
- 15. Напишите формулы, связывающие давление и ветер в тропической зоне. Чем они отличаются от аналогичных формул для умеренных и высоких широт? Почему их трудно использовать?
 - 16. Что такое кинематический экватор? Где он располагается? 17. Как производится согласование полей ветра и геопотенциала?

18. Какие формы облаков преобладают в тропической зоне?

19. Что такое облачные гряды? Каковы их размеры?

20. Охарактеризуйте облачность в ВЗК.

21. Как происходит двухслойное развитие облачности?

- 22. Как влияет конвергенция ветра на образование облаков и осадков в тропиках?
 - 23. Из каких облаков выпадают осадки в тропической зоне? 24. Какой вид осадков в тропиках является преобладающим? 25. Каков механизм образования дождя из теплых облаков?

3. КОНВЕКЦИЯ В ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ

3.1. ТИПЫ КОНВЕКЦИИ И УСЛОВИЯ ЕЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ

Атмосфера тропической зоны расположена над теплой подстилающей поверхностью, что создает благоприятные условия для прогрева ее нижних слоев и формирования значительных вертикальных градиентов температуры. Большая часть тропической зоны, как известно, занята океанами: следовательно, здесь существуют условия для увлажнения приводного слоя атмосферы. Средний вертикальный градиент температуры для нижней половины тропической тропосферы составляет 0,55°C/100 м, а в нижнем 500-метровом слое он близок к сухоадиабатическому. Вследствие высокой температуры средний влажноадиабатический градиент тропической атмосферы равен 0,45°C/100 м. Таким образом, в целом тропическая атмосфера влажнонеустойчива, или условно неустойчива.

Неустойчивое равновесие атмосферы играет главную роль в механизме образования конвекции. Этот механизм в тропиках мало отличается от такового в умеренных широтах. Здесь несколько большую роль играет конвергенция ветра, являясь иногда своеобразным «спусковым крючком» для начала конвекции, и, разумеется, высокая влажность воздуха. Сказывается также влияние орографии. Все упомянутые четыре фактора — неустойчивое равновесие, конвергенция ветра, высокая влажность и орография - так или иначе влияют на конвекцию, но среди них главным все же является неустойчивое равновесие. В устойчиво стратифицированной атмосфере никакие факторы не в состоянии вызвать развитие конвекции. Сочетание неустойчивости различной интенсивности с тем или иным из упомянутых факторов или со всеми вместе обусловливает разные типы конвекции. Различают ячеистую (кучевую) конвекцию, приводящую к образованию невысоких кучевых облаков, часто наблюдающихся в пассатной зоне, и глубокую (проникающию) конвекцию, способствующую образованию мощной кучево-дождевой облачности. Название «глубокая» конвекция получила потому, что она глубоко проникает в устойчивый слой за верхнюю границу условно неустойчивой атмосферы. Кроме того, выделяют еще один тип конвекции - приглушенная конвекция (от английского suppressed convection). Этот тип часто выделяют в иностранных научных публикациях. Приглушенная

конвекция обусловливает развитие небольшого количества плоских кучевых облаков. Наиболее типичными для этой конвекции являются такие условия в атмосфере, при которых в нижнем 1,5-2-километровом слое наблюдаются упорядоченные восходящие движения, а выше - нисходящие движения. Подобные ситуации складываются иногда в ВЗК (см. гл. 2), но могут наблюдаться и при других синоптических ситуациях

Рассмотрим частицу воздуха, находящуюся в среде, где выполняется уравнение статики

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z}-g=0, \qquad (3.1.1)$$

где ρ — плотность воздуха, $\frac{\partial p}{\partial z}$ вертикальный градиент давле-

ния, д — ускорение свободного падения.

Пусть в рассматриваемой частице статическое равновесие нарушено. В результате чего возникает вертикальное ускорение w. Тогда уравнение движения частицы можно записать в следующем виде:

 $\dot{w} = -\frac{1}{\rho'} \frac{\partial p'}{\partial z} - g,$ (3.1.2)

где ho' — плотность воздуха в частице, $\frac{\partial p'}{\partial z}$ — вертикальный градиент давления в частице.

Если предположить, что давление в поднимающейся частице мгновенно уравнивается с давлением окружающей среды, то

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \frac{\partial p'}{\partial z}.$$

 $(3.1.1), -\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g.$ Подставив это выражение Согласно в (3.1.2), получим

$$\dot{w} = \frac{\rho - \rho'}{\rho'} g.$$

Заменяя р и р' из уравнения состояния и используя условие квазистатичности (p=p'), можем записать

$$\dot{w} = \frac{T' - T}{T} g. \tag{3.1.3}$$

Выражение (3.1.3) называют формулой ускорения конвекции. Если на исходном уровне вертикальная скорость w = 0, то, согласно (3.1.3), частицы, которые теплее окружающей среды, будут подниматься, а которые холоднее, опускаться. При сухоадиабатическом подъеме частицы температура ее меняется: $T^{'}\!=\!T_{0}^{'}\!-\!\gamma_{a}\,\Delta z,$

$$I = I_0 - \gamma_a \Delta z$$

где Δz — изменение высоты, γ_a — сухоадиабатический градиент, T_0 — температура частицы на исходном уровне.

Пусть в среде, окружающей частицу вблизи некоторого уровня, где $T = T_0$, вертикальный градиент температуры $\gamma \neq \gamma_a$. Тогда в окружающем воздухе

$$T = T_0 - \gamma \Delta z$$

Подставляя T и T' в выражение (3.1.3), получаем

$$\dot{w} = g \frac{T_0' - T + (\gamma - \gamma_a) \Delta z}{T}. \tag{3.1.4}$$

Над сущей, где в условиях тропической зоны имеет место сильное прогревание подстилающей поверхности (по крайней мере, в нижних слоях), воздух приобретает неустойчивую стратификацию температуры $(\gamma > \gamma_a)$. Перегретые у подстилающей поверхности воздушные частицы $(T_0 > T_0)$, которые иногда называют «термики», согласно (3.1.4), получают положительное ускорение и устремляются вверх.

Над океанами на исходном уровне часто $T_0 = T_0'$. В этом

$$\dot{w} = g \frac{\gamma - \gamma_a}{T} \Delta z.$$

При вертикальном смещении частицы в условиях $\gamma < \gamma_a$ возникает возвращающая сила, которая на единицу массы при единичном смещении ненасыщенного воздуха равна

$$F = -g \frac{\gamma_a - \gamma}{T}.$$

Знак минус означает, что эта сила направлена вниз, если частица поднимается, и вверх, если частица опускается.

При вертикальном смещении насыщенной частицы температура ее изменяется по влажноадиабатическому закону. По аналогии запишем

$$F_m = -g \frac{\gamma_{Ba} - \gamma}{T}.$$

Если $\gamma_{\text{ва}} < \gamma$, что справедливо по крайней мере для нижней половины тропосферы в тропиках, то $F_m > 0$. Это означает, что во влажнонеустойчивой атмосфере частицы «всплывают».

Как известно, при развитии конвекции в атмосфере существуют как области восходящих движений, так и компенсирующие их области нисходящих движений. Для некоторого уровня z обозначим область восходящих движений S_+ , а область нисходящих движений S_- ; кроме того, обозначим типичное смещение в восходящем потоке l_+ , а в нисходящем l_- . Вследствие неразрывности массы $l_{+}S_{+} = l_{-}S_{-},$

$$l_{\perp}S_{\perp}=l S$$

т. е. восходящие движения компенсируются нисходящими.

Работа при нисходящих смещениях

$$A_{-}=Fl_{-}^{2}S_{-}.$$

при восходящих смещениях

$$A_{+}=F_{m}l_{+}^{2}S_{+}$$

а их отношение

$$\frac{A_{+}}{A_{-}} = \frac{F_{m}t_{+}^{2}S_{+}}{Ft_{-}^{2}S_{-}} = \frac{F_{m}S_{-}}{FS_{+}}.$$
 (3.1.5)

В случае высвобождения энергии, т. е. при $\frac{A_+}{A_-} > 1$,

$$\frac{S_{+}}{S_{-}} < \frac{F_{m}}{F} = \frac{\gamma - \gamma_{Ba}}{\gamma_{a} - \gamma} \approx \frac{1}{5}. \tag{3.1.6}$$

Следовательно, область восходящих движений должна быть по крайней мере в 5 раз меньше области нисходящих движений.

Из (3.1.5) видно, что чем уже сечение восходящего потока S_+ , т. е. чем меньше масштаб возмущения, тем большее количество энергии может быть реализовано в восходящем движении и тем сильнее оно возбуждается условной неустойчивостью. Иными словами, в этом случае условная неустойчивость данного типа вызывает возмущения малого масштаба (масштаб кучевого облака) и не ответственна за формирование даже небольших депрессий, облачных гряд и облачных скоплений Они порождаются процессами более крупного масштаба. Такая неустойчивость получила название условной неустойчивости первого рода.

В атмосфере тропической зоны при влажнонеустойчивой стратификации могут складываться и другие условия. В тех случаях, когда в пограничном слое на достаточно больших площадях имеет место конвергенция водушных потоков, обусловленная трением, здесь образуются крупномасштабные поля упорядоченных вертикальных движений. Они вызывают развитие конвекции более крупного масштаба, в результате чего возникают скопления облаков или облачные поля. Вначале над облаком создается нечто вроде задерживающего слоя, Перемешивание (см. п. 3.2) приводит к охлаждению воздуха, окружающего облако. При этом температура внутри облака вследствие выделения скрытого тепла при конденсации водяного пара остается выше температуры окружающей среды, что обусловливает значительные скорости восходящих движений в облаке. Облачный воздух прорывается в задерживающий слой. При испарении капель облака температура здесь понижается, в результате чего задерживающий слой разрушается и появляются условия для дальнейшего развития конвекции. Такой процесс повторяется на следующем уровне и постепенно захватывает все более высокие слои. Облачность развивается до значительных высот, нередко достигая тропопаузы. Таким образом развивается глубокая (проникающая) конвекция. Именно эта конвекция обусловливает образование кучево-дождевой облачности и облачных скоплений. Влажнонеустойчивость, вызывающая глубокую (проникающую) конвекцию, получила название условной неустойчивости второго рода. Она может приводить к возникновению возмущений масштаба 100—200 км.

В тропиках нижняя половина тропосферы почти всюду условно неустойчива, однако даже там, где есть причины для проявления условной неустойчивости второго рода, конвекция развивается не всегда. Это указывает на то, что условная неустойчивость сама по себе не является достаточной для развития конвекции. Перенося энергию снизу вверх, конвекция тем самым может довольно быстро самоликвидироваться. Верхние слои нагреваются (вследствие выделения скрытой теплоты при конденсации) и тем самым уменьшают вертикальный градиент температуры. Следовательно, для поддержания конвекции необходим некий источник «перегретых» насыщенных частиц. Таким источником, как и в умеренных широтах, может служить конвективно неустойчивый слой (КНС). Там, где есть этот слой, непрерывно возникает конвекция, тип которой зависит от условий, складывающихся в атмосфере. Если в атмосфере наблюдается условная неустойчивость первого рода, то возникает обычная ячеистая (кучевая) конвекция. Если наблюдается условная неустойчивость второго рода, то возникает глубокая (проникающая) конвекция. При наличии упорядоченных нисходящих движений выше 1,5—2 км в условиях любой неустойчивости наблюдается лишь приглушенная конвекция. Нисходящие движения формируют мощные задерживающие слои и тем самым препятствуют проникновению конвекции. При этом ни условная неустойчивость второго рода, ни наличие КНС не могут обеспечить сколько-нибудь существенного развития процессов конвекции.

Обычно КНС располагается у поверхности земли. Толщина его колеблется от десятков метров до 1—2 км. Иногда различают нижнюю часть КНС (примыкающую к поверхности земли) и верхнюю часть (или несколько верхних частей) КНС. Конвекция может начаться как с нижнего слоя, так и с верх-

него (верхних).

Согласно адиабатической модели, к количественным критериям (параметрам), определяющим степень развития конвекции, относятся:

1) толщина КНС ΔH_{khc} ;

2) высота уровня конденсации $H_{\text{конд}}$; 3) высота уровня конвекции $H_{\text{конв}}$;

- 4) энергия неустойчивости, характеризуемая средней разностью температур поднимающейся частицы и окружающей среды $\overline{(T'-T)} = \overline{\Delta T}$ и скоростью восходящих конвективных токов w (в м/с);
- 5) влажность воздуха, характеризуемая дефицитом точки росы у поверхности земли $(T-T_d)_0$ и суммой дефицитов точки росы на разных уровнях в свободной атмосфере $\sum_{850}^{500} (T-T_d)$. Расчет параметров конвекции по адиабатической модели для тропической зоны не отличается от расчета их для умеренных широт и известен из предыдущих курсов. Однако сами параметры конвекции в тропиках несколько отличаются от параметров конвекции умеренных широт.

Таблица 3.1 Средние значения параметров конвекции в тропической зоне

Конвекция и конвек- тивные явления	Зона	Д ИКНС мбар <u>И</u> конд км Км	$\frac{\Delta H}{\text{KM}}$ $\Delta T^{\circ}C(\overline{w}_{M/C})$	$(\overline{T-T_d})_{\circ} \circ C$ 500 $\Sigma (\overline{T-T_d})^{\circ} \subset$ 850
Кучевая конвекция Проникающая кон- векция, Сb, лив-	Умеренная Тропическая	$\begin{bmatrix} 20 & 0.6 & 1.8 \\ 10 & 1.2 & 1.9 \\ 23 & 0.5 & 13. \end{bmatrix}$	0,7	5 12 3 14
ни, грозы Ливни Грозы, ливни	Умеренная Умеренная	50 1,2 4,4 50 1,3 7,9	1 - 17 1 - 1 - 1 - 1	7 15 7 16

В табл. 3.1 представлены средние значения параметров конвекции, полученные различными авторами в результате обработки материалов зондирования атмосферы при различных условиях в тропической зоне Атлантического океана во время экспедиций ТРОПЭКС-72 и ТРОПЭКС-74. Здесь же для сравнения приведены аналогичные параметры для зоны умеренных широт над сушей.

主义的证据的 证据的 医髓 电热 人名西德格 的复数医

Из табл. 3.1 следует:

- 1) дефицит точки росы в нижнем слое в тропиках меньше, чем в умеренных широтах и, как следствие, ниже лежит уровень конденсации;
- 2) толщина КНС при ливнях и грозах в умеренных широтах больше, чем в тропиках;
- 3) высота уровня конвекции и мощность облаков Cb ($\Delta H = \overline{H}_{\text{конв}} \overline{H}_{\text{конв}}$) при ливнях и грозах в тропической зоне существенно больше, чем в умеренных широтах;
- 4) энергия неустойчивости при развитии проникающей конвекции в тропической зоне примерно в 1,3 раза больше, чем

энергия неустойчивости при развитии гроз в умеренных широтах, и приблизительно в 2 раза больше, чем энергия неустой-

чивости только при ливнях в умеренных широтах.

Анализируя отдельные наблюдения, среди огромного разнообразия условий, определяющих значения параметров конвекции, можно выделить следующие наиболее часто повторяющиеся условия. Летом над сушей в умеренной зоне погода без осадков наблюдается при устойчивой стратификации и значительной сухости воздуха на высотах и у поверхности земли. В тропической зоне Атлантики погода без осадков может наблюдаться при условно неустойчивой стратификации воздуха до значительных высот и большой влажности воздуха в приводном слое. При этом высота уровня конвекции достигает 10—12 км, т. е. превышает высоту уровня конвекции в дни с грозами и ливнями в умеренных широтах. Это значит, что условия для развития конвекции в Атлантике существуют все время, но из-за относительной сухости воздуха на высотах облачность не может образоваться. Во всех случаях, когда $(T-T_d)>25\,^{\circ}{\rm C}$, наблюдаются отдельные кучевообразные облака, вертикальная протяженность которых значительно меньше, чем $\Delta H = H_{\text{конв}} - H_{\text{конд}}$. Наблюдения показывают, что верхняя граница облаков в дни без дождей совпадает с уровнем дефицитов точки росы, равных 6-7°C. Такие дефициты обычно наблюдаются на верхней границе пассатной инверсии. В этих условиях вершины облаков размываются.

3.2. НЕАДИАБАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КОНВЕКЦИИ

Рассмотренные выше параметры конвекции основаны на классическом подходе к анализу условий конвекции, т. е. на рассмотрении адиабатической модели конвекции, согласно которой воздух, поднимающийся в конвективном потоке, не вступает в тепло- и влагообмен с окружающей поток воздушной средой. Среда в свою очередь также не изменяется в результате возникновения конвекции. Остается прежней ее стратификация и распределение влажности с высотой. Поднимающийся воздух, никак не взаимодействуя со средой, изменяет свое состояние по адиабатическому закону. При таком допущении кривая состояния поднимающегося воздуха определяется только начальным состоянием воздуха, т. е. его температурой и влажностью у поверхности земли и не зависит от стратификации среды, в которой возникла конвекция.

Наблюдения показывают, что адиабатическая модель весьма приблизительно описывает действительно происходящий процесс, так как нельзя считать, что поднимающийся воздух изолирован от окружающей среды. Частица поднимающегося

воздуха (термик) непрерывно взаимодействует с окружающей воздушной средой, смешивается с нею. Это приводит к понижению температуры в термике как за счет того, что вовлекаемый воздух холоднее, так и за счет испарения части облачных капель, содержащихся в поднимающемся воздухе. Процесс проникновения в развивающееся облако окружающего воздуха получил название вовлечения. Под влиянием вовлечения вертикальный температурный градиент и содержание жидкой воды в облаке существенно меняются, а следовательно, меняется и сам характер облака. Так, например, при малой влажности воздуха даже при значительной неустойчивости развитие облака заканчивается на стадии кучевого облака хорошей погоды. С другой стороны, при весьма умеренной неустойчивости, но при относительной влажности не менее 75% до уровня 500 мбар почти всегда создаются благоприятные условия для развития Сb и выпадения ливневых осадков.

Модели, учитывающие вовлечение, в целом лучше описывают реальные процессы конвекции как в умеренных широтах, так и в тропической зоне. Рассмотрим одну из таких моделей.

Основой рассматриваемой модели служит теория свободной турбулентной струи в сносящем потоке. В отличие от широко известных адиабатических моделей в этой модели учитывается перемешивание облака (струи) с окружающей средой. Расчет вертикальных токов, температурного поля и других параметров выполняется с учетом законов движения воздушных частиц с переменной массой.

Как известно, основным параметром в теории свободных турбулентных струй является так называемая секундная масса воздуха (m), равная количеству воздуха с плотностью ρ' , проходящего через сечение струи s' в единицу времени:

$$m = \rho' s' w, \tag{3.2.1}$$

где w — вертикальная скорость; здесь и далее обозначения со штрихом относятся к облаку (струе).

Количество движения секундной массы определяется выражением

$$K = mw = \rho' s' w^2. \tag{3.2.2}$$

В соответствии с теоремой о количестве движения изменение его во времени следует приравнять сумме действующих сил. В случае развитой струи сила трения, аэродинамическое сопротивление движению облака (струи) и другие силы существенно меньше силы Архимеда (плавучести), поэтому

$$\frac{dK}{dt} = \frac{d}{dt} \left(\rho' s' \rho w^2 \right) = \rho' s' w g \frac{\rho' - \rho}{\rho'}. \tag{3.2.3}$$

Здесь g = 9.81 м/с², ρ — плотность воздуха вне облака (струи).

Решив (3.2.3) относительно $\frac{dw}{dt}$, получим

$$\frac{dw}{dt} = g \frac{\rho' - \rho}{\rho'} - \frac{1}{\rho's'} \frac{d}{dt} (\rho's'w). \tag{3.2.4}$$

Умножим обе части (3.2.4) на $\frac{1}{w}$. Так как $w = \frac{dz}{dt}$, то

$$\frac{dw}{dz} = \frac{g}{w} \frac{\rho' - \rho}{\rho'} - \frac{1}{\rho's'w} \frac{d}{dt} (\rho's'w). \tag{3.2.5}$$

Экспериментально установлено, что вовлечение, т. е. относительное изменение секундной массы со временем, пропорционально величине $\frac{1}{R} \cdot \frac{T'}{T}$, т. е.

$$\frac{1}{\rho's'w}\frac{d}{dt}(\rho's'w) = \frac{c}{R}\frac{T'}{T}w, \qquad (3.2.6)$$

где R — радиус облака (струи), T — температура воздуха, c — константа вовлечения, безразмерная величина, принимаемая равной 0.2.

С учетом (3.2.6) уравнение (3.2.5) для w примет вид

$$\frac{dw}{dz} = \frac{g}{w} \left(\frac{T_0' - T_v}{T_v} - \delta' + \delta \right) - \frac{cT'}{RT} w, \qquad (3.2.7)$$

где T_v — виртуальная температура, δ' — количество жидкой и твердой воды, δ — водность вне струи.

Аналогично могут быть получены уравнения для температуры T' и относительной влажности f':

$$\frac{dT'}{dz} = \frac{L}{c_p} \frac{d\delta'_{B}}{dz} + \frac{L + L^*}{c_p} \frac{d\delta'_{A}}{dz} - \frac{g}{c_p} \frac{T'}{T} - (T' - T) \frac{c}{R} \frac{T'}{T},$$
(3.2.8)
$$\frac{df'}{dz} = -\left\{ \frac{Mp}{\nu E'} f \left[\frac{L}{kT'^2} \frac{dT'}{dz} + \frac{Mg}{kNT} \right] + \frac{1}{E'} \left[f'E' - fE \right] \frac{c}{R} \frac{T'}{T} \right\}.$$
(3.2.9)

Здесь L—удельная теплота конденсации, L*— удельная теплота плавления льда, c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, k— постоянная Больцмана, N— число Авогадро, M— молекулярная масса воздуха, μ — молекулярная масса водяного пара, E— упругость насыщения, $\delta_{\rm B}$ — количество жидкой воды, $\delta_{\rm A}$ — количество льда.

Если к этим уравнениям присоединить уравнения для радиуса струи R

$$\frac{2}{R}\frac{dR}{dz} = \frac{cT'}{RT} - \frac{1}{w}\frac{dw}{dz} + \frac{1}{T'}\frac{dT'}{dz} + \frac{Mg}{kNT}$$
 (3.2.10)

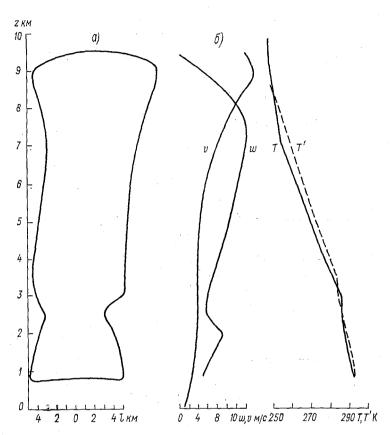


Рис. 3.1. Кучево-дождевое облако, рассчитанное с помощью неадиабатической модели по данным типичного для тропиков распределения температуры, влажности и ветра с высотой над океаном при начальном значении $w_0 = 5$ м/с (а) и распределение параметров атмосферы с высотой (б).

w — конвективные вертикальные движения (данные расчета), v — скорость ветра (данные наблюдений), T — температура окружающего воздуха (данные наблюдений), T' — температура в облаке (данные расчета).

и для общей водности облака б'

$$\frac{d\delta'}{dz} = -\frac{\mu E'}{Mp} \left[\frac{df'}{dz} + f' \left(\frac{L}{kT'^2} \frac{dT}{dz} + \frac{Mg}{kNT} \right) \right] - \left[\frac{\mu}{Mp} \left(f'E' - fE \right) + \delta' \right] \frac{c}{R} \frac{T'}{T},$$
(3.2.11)

то получим систему из пяти уравнений (3.2.7) - (3.2.11) с пятью неизвестными: w, T', f', R и $\delta' = \delta_B' + \delta_A'$. Однако этими пятью уравнениями не исчерпывается модель. В связи с деформацией облака сносящим потоком приходится вводить

дополнительное соотношение для горизонтальной составляющей скорости ветра в облаке V.

Типовой расчет термодинамических параметров кучевого облака на основе системы уравнений (3.2.7) — (3.2.11) показан на рис. 3.1. Из рисунка видно, что облако развивается гораздо

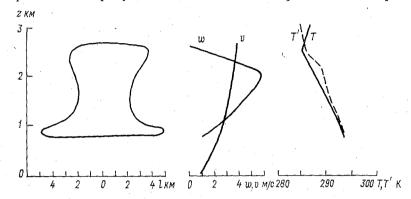


Рис. 3.2. Облако, рассчитанное по неадиабатической модели по тем же данным, что и на рис. 3.1, но при начальном значении $w_0 = 1$ м/с. Усл. обозначения см. рис. 3.1.

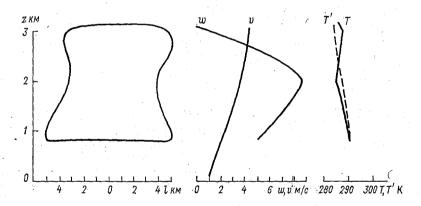


Рис. 3.3. Облако, рассчитанное по неадиабатической модели по тем же данным, что и на рис. 3.1, но при мощности инверсии, увеличенной в 2 раза.

Усл. обозначения см. рис. 3.1.

выше уровня T=T'. Видно также, что облако «пробило» небольшую инверсию в средней тропосфере и развилось до 10 км. В п. 2.5 уже упоминалось, что случаи пробивания облаком инверсии довольно часто наблюдаются в тропической атмосфере. Если расчет выполнять по тем же данным, что и рис. 3.1, но при $w_0=1$ м/с, то в этом случае облако не пробило бы инвер-

сию (рис. 3.2). Если расчет выполнять по тем же данным, что и рис. 3.1, но при увеличении мощности инверсии в 2 раза, то даже при $w_0=5$ м/с облако не смогло пробить инверсию и не развивалось выше 3 км (рис. 3.3).

Задавая различные входные параметры, взятые из реальных данных, можно с помощью модели получить почти все многообразие облаков, встречающихся в тропической зоне. Так, например, известно, что над восточными частями океанов в тропической зоне наиболее часто отмечаются мощные инверсии, поэтому здесь повторяемость облаков с плоскими вершинами в подынверсионном слое больше, чем в западных частях океанов, где инверсии слабее и легко пробиваются облаками, которые развиваются затем до больших высот. В западных частях океанов поэтому чаще наблюдаются более мощные облака Сb и чаще выпадают обильные осадки (см. п. 2.6). Это подтверждается и модельными расчетами.

ВОПРОСЫ К ГЛАВЕ 3

- 1. Какие факторы способствуют образованию конвекции в тропиках?
- 2. Что такое условная неустойчивость первого рода?
- 3. Что такое условная неустойчивость второго рода?
- 4. Назовите типы конвекции в тропиках.
- Какова роль КНС в развитии конвекции?
 Перечислите параметры конвекции в соответствии с адиабатической моделью.
 - 7. В чем недостатки адиабатической модели?
 - 8. Что такое процесс вовлечения и к чему он приводит?
 - 9. На чем основана неадиабатическая модель конвекции?
- Получите уравнения для изменения вертикальной скорости с высотой.
 Охарактеризуйте всю систему уравнений неадиабатической модели
- конвекции. 12. При каких условиях облако «пробивает» инверсию?

4. СИНОПТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ В ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ

В тропической зоне для прогнозов погоды также составляют и анализируют приземные карты погоды и карты барической топографии. В связи с более редкой сетью станций по сравнению с умеренными широтами здесь чаще строят временные вертикальные разрезы, вычисляют вихрь и дивергенцию скорости ветра и, кроме того, широко используют местные признаки погоды.

4.1. ВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РАЗРЕЗЫ

Временные вертикальные разрезы характеризуют состояние погоды в каком-либо месте за определенный интервал времени. Они позволяют выявить время прохождения возмущений, их структуру, интенсивность и примерные горизонтальные размеры. По известным параметрам воздушного потока можно более уверенно провести анализ синоптического материала (восполнить недостаток сведений на карте погоды) и дать прогноз погоды в радиусе 700—800 км.

гноз погоды в радиусе 700—800 км.

На вертикальной оси разреза наносят высоту, давление (или геопотенциал). Для станций, расположенных в зоне пассатов, где преобладает движение систем с востока на запад, отсчет времени (горизонтальная ось) производят слева направо, при западном потоке, наоборот, справа налево. В случае постоянной скорости движения возмущений временной разрез становится эквивалентным пространственному.

На временном вертикальном разрезе, составляемом для пунктов тропической зоны, обычно наносят:

- 1) ветер на высотах,
- 2) 24-часовые изменения давления,
- 3) наземные наблюдения (через 3-6 часов),
- 4) 24-часовые изменения высот изобарических поверхностей,
- 5) температуру и влажность на высотах.
- На вертикальных разрезах разным цветом выделяют:
- 1) оси ложбин и линии сдвига ветра оранжевым;
- 2) высоту поверхности с влажностью 5 г/кг для дождливого сезона зеленым;

- 3) основание и верхнюю границу пассатной инверсии пур-пурным;
 - 4) тропопаузу красным;
 - 5) изаллогипсы за 24 часа черным.

4.2. ПРИЗЕМНЫЕ КАРТЫ

В тропической зоне приземные карты погоды составляют на основе данных стандартных наблюдений на метеорологических станциях. Для наноски этих данных на карты погоды используют единые для всего мира правила, значки и символы, регламентируемые соответствующими наставлениями. При обработке карт учитывается специфика процессов в тропической зоне. В частности, кроме проведения изобар, на картах отыскивают и наносят положение ВЗК, а при необходимости проводят линии тока и определяют поле 24-часовых изаллобар.

В Гидрометцентре СССР поле давления на картах тропической зоны анализируется так же, как и на картах других широт. В ряде стран в тропической зоне на приземных картах погоды изобары проводят через 3 мбар, а в приэкваториальных областях— через 2 мбар, а иногда даже через 1 мбар.

Поле изобар в тропической зоне не столь информативно, как в умеренных и высоких широтах. Из-за наложения полусуточной волны давления барическое поле иногда искажается. Так, ложбины, оси которых в некоторый синоптический срок совпадают с меридианами, где наблюдается минимум полусуточной волны давления, представляются более глубокими, а гребни ослабленными. Наоборот, ложбины, оси которых совпадают с меридианами, где наблюдается максимум полусуточной волны давления, представляются менее глубокими, а гребни усиленными. Кроме того, в первоначально невозмущенном поле при наложении волны давления появляются гребни и ложбины, которые быстро смещаются со скоростью распространения волны, т. е. со скоростью, во много раз превышающей обычное смещение синоптических объектов под влиянием циркуляционных факторов. На меридиане, где был максимум полусуточной волны давления, через 6 часов будет минимум, а затем снова максимум и т. д. Это означает, что знак искажений, вызванный полусуточной волной давления, меняется через каждые

При отыскании положения ВЗК на карте погоды пользуются теми же приемами, что и при определении положения фронтов на картах погоды в умеренной зоне. В первую очередь следует учесть, что ВЗК практически совпадает с осью экваториальной ложбины, затем обращают внимание на распределение ветра, облачности и осадков, характерные для ВЗК (см. пп. 2.2, 2.3 и 5.2). Большую помощь при этом могут

оказать спутниковые изображения облачности. Отыскание положения ВЗК на картах погоды требует определенных практических навыков.

Изаллобары проводят по стандартным правилам, известным из курса синоптической метеорологии.

4.3. ВЫСОТНЫЕ КАРТЫ

В тропической зоне атмосферы наблюдаются различные конфигурации потока в нижнем и верхнем слоях тропосферы. Часто создаются ситуации, когда один слой характеризуется волнами малой амплитуды, а другой — вихрями больших размеров. Для нижнего слоя наиболее репрезентативным является уровень 850 мбар, для верхнего — 200 мбар. Разумеется, в зависимости от места и сезона эти уровни могут меняться.

Вблизи границы нижнего и верхнего слоев тропосферы часто наблюдается резкое изменение ветра. Высота этой границы сильно колеблется в пространстве и во времени и заранее ее указать нельзя. Приходится анализировать все уровни.

Так же как и в умеренных широтах, на картах барической топографии в тропической зоне проводятся изогипсы. Наряду с проведением изогипс большую роль играет анализ линий тока. Из-за отсутствия четкой связи поля ветра и поля давления, а также из-за редкой сети станций этот анализ часто оказывается наиболее надежным. Он выявляет поля направления и скорости ветра и, следовательно, поля вихря и дивергенции, представления о которых имеют большое значение для анализа и прогноза.

Степень успешности анализа линий тока зависит от количества и качества данных наблюдений, нанесенных на карты. Для построения поля линий тока существует несколько способов:

1. При редкой сети станций экстраполируют по временным разрезам и предыдущим картам положения оси ложбин, осей гребней и линий сдвига; по стандартному распределению ветра в синоптических объектах составляют схему линий тока, которая приблизительно характеризует поле направления ветра. Анализ получается весьма приближенным.

2. При более густой сети станций линии тока проводят точнее, учитывая реальное направление ветра на каждой станции. Принимается во внимание также и скорость ветра. В этом слу-

чае используется известное правило: чем больше скорость, тем меньше расстояние между линиями тока.

3. Поля направления и скорости ветра вычерчиваются раздельно. Это наиболее распространенный способ Бьеркнеса, Сандстрема. Поле направления ветра представляется линиями тока, которые проводятся так, чтобы в каждой точке поля век-

тор скорости ветра был бы касательной к линии тока. Провести линию тока, удовлетворяющую точно этому правилу, не всегда удается. По этой причине сначала рекомендуется проводить изогоны — линии равных направлений ветра. Построение поля изогон также трудно и требует длительной практики. Достаточно сказать, что проведение изогон не подчиняется тем же правилам, что и проведение, допустим, изобар. Например, в центре вихря ветра нет, поблизости от него можно найти все направления ветра. Следовательно, изогоны всех направлений начинаются в центре вихря.

Изогоны обычно проводят не на всей карте, а на отдельном участке, который больше всего интересует синоптика. Затем на каждой изогоне проводят некоторое число коротких линий (стрелок), параллельных направлению ветра (на практике это делается быстро с помощью специального изогонального планшета). Эти линии как бы увеличивают количество данных

о ветре и облегчают вычерчивать линии тока.

Поле скорости представляется изотахами (изовелами). Интервалы между ними зависят от градиента скорости ветра. В нижней тропосфере тропической зоны изотахи проводят обычно через 5 узлов (2,5 м/с). В верхней тропосфере, где градиент скорости ветра намного больше, изотахи проводят через 10 или 20 узлов (5-10 м/c). В зонах струйных течений изотахи, как правило, параллельны линиям тока, а центры больших скоростей (очаги) обычно представляют собой вытянутые эллипсы. Изотахи вычерчиваются по таким же правилам, как изотермы и изобары.

Наиболее часто на картах погоды обнаруживаются следую-

щие особые характеристики полей ветра:

1. Точки дивергенции или конвергенции (рис. 4.1 a). В них скорость ветра равна нулю. Эти точки наблюдаются в центрах разных по размерам циклонических и антициклонических вихрей. Системы линий тока здесь аналогичны таким же системам умеренных широт.

2. Нейтральные точки (рис. 4.1 б). Они наблюдаются в седловинах, поэтому их иногда и называют точки седловин. Здесь воздух также неподвижен. Линии тока в окрестностях этой точки характеризуют циркуляцию воздуха в деформационном поле течений. Аналогичные системы движений есть и в умеренных широтах.

3. Линии конвергенции и дивергенции (рис. 4.1 в). Эти линии Пальмер назвал асимптотами. Такое название привилось и широко используется при анализе поля ветра в тропической зоне. Асимптоты можно определить, как линии тока, от которых отходят (дивергируют) или с которыми сходятся (конвергируют) соседние линии тока. В первом случае их называют асимптотами дивергенции (или положительными асимптотами), во втором, — асимптотами конвергенции (или отрицательными асимптотами). Теоретически соседние линии тока не должны касаться асимптоты, практически же вследствие малого масштаба карт они соединяются с соседними линиями тока. Нахождение асимптот является важной частью анализа поля ветра. Они помогают определить общую конфигурацию поля линий тока. Следует помнить, что только по асимптотам нельзя су-

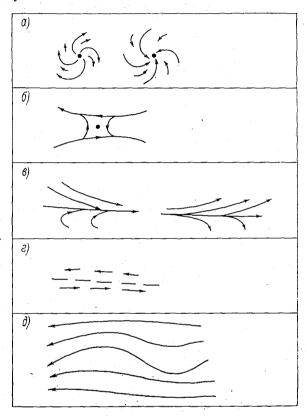


Рис. 4.1. Особые характеристики ветровых полей. a — точки дивергенции и конвергенции, δ — линии тока в седловинах вблизи нейтральной точки, ϵ — линии конвергенции и дивергенции, ϵ — линии разрыва в поле ветра, ∂ — волновое возмущение в поле ветра.

дить о дивергенции (конвергенции) воздушных масс. Для этого необходимо учитывать также распределение модуля скорости ветра (см. п. 4.4). Асимптоты совпадают с осями гребней и ложбин.

4. Линии разрыва в поле ветра. Эти линии представляют собой простые, но вместе с тем важные для формирования погоды в тропической зоне системы линий тока (рис. 4.1 г). При достаточной информации они отыскиваются очень просто, од-

нако при недостаточной информации их часто не удается обна-

ружить.

5. Волны в линиях тока, отражающие возмущение ветрового потока. Эти линии обычно появляются в широких зональных потоках. В большинстве случаев волны не распространяются на всю ширину потока, а захватывают лишь его небольшую часть (рис. 4.1 д).

Независимо от того, какой из способов проведения линий тока используется, приступая к анализу поля ветра, необходимо отыскать и разметить на карте все особые характеристики (оси гребней и ложбин, центры вихрей, нейтральные точки, линии разрыва в поле ветра и т. д.). Для точной локализации положения осей гребней и ложбин определяются точки максимальной кривизны линий тока.

Вычерчивание линий тока нужно начинать с простейших участков, постепенно переходя к более сложным районам. На карте также наносится прежнее положение всех особых характеристик.

4.4. ДИВЕРГЕНЦИЯ И ВИХРЬ СКОРОСТИ

Поля линий тока и изотах позволяют определить дивергенцию. В натуральной системе координат

div
$$V = D_1 = \frac{\partial V}{\partial l} + V \frac{\partial \beta}{\partial n}$$
,

где l — направление течения, β — угол между касательной к линии тока и произвольно фиксированным направлением, n — нормаль к линии тока.

Таким образом, дивергенция обусловлена: изменением модуля скорости ветра вдоль потока и сходимостью (расходимостью) линий тока. Если скорость ветра увеличивается вдоль потока в поле паралдельных линий тока, имеет место дивергенция, если же происходит уменьшение скорости ветра — конвергенция. Расходимость линий тока в области постоянных скоростей соответствует дивергенции, сходимость — конвергенции.

В действительности очень редко скорость ветра не изменяется вдоль линий тока, а сами линии тока остаются параллельными. Обычно оба фактора действуют в сочетании, т. е. имеет место как сходимость (расходимость) линий тока, так и изменение скорости ветра по потоку. Веерообразный вид линий тока еще не свидетельствует о дивергенции. Если такой вид линий тока сопровождается увеличением скорости ветра по потоку, то тогда безусловно наблюдается дивергенция, в противном случае наличие дивергенции связано с выполнением ус-

ловия $\left| \frac{\partial v}{\partial l} \right| < V \frac{\partial \beta}{\partial n}$. Соответственно конвергенция наблюдается

при сходимости линий тока и уменьшающейся скорости ветра вдоль потока или при выполнении условия $\frac{\partial v}{\partial l} < \left| V \frac{\partial \beta}{\partial n} \right|$.

Следует иметь в виду, что если скорость ветра уменьшается по потоку, а линии тока расходятся или если линии тока сходятся, а скорость ветра увеличивается по потоку, значение дивергенции становится малой разностью больших величин и определяется со значительными ошибками. В средних и высоких широтах такое положение встречается часто (следствие геострофичности). В тропической зоне роль геострофичности намного меньше, и здесь вычисление дивергенции или хотя бы определение ее знака вполне возможны. По крайней мере, можно выявить так называемые активные области, где обе компоненты действуют в одном направлении. В тропиках также имеется ряд мест, где отмечается равновесие двух факторов, определяющих дивергенцию.

В целом для тропиков значение дивергенции имеет порядок 10^{-5} с⁻¹. Расчет дивергенции рекомендуется производить не для отдельной точки, а для некоторой площади S, охватываемой контуром L. Тогда средняя для данной площади дивергенция вычисляется по формуле

 $D = \frac{L}{S} \overline{V}_n, \tag{4.4.1}$

где $\overline{V}_n = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m (V_n)_i$ — среднее значение проекции вектора скорости ветра на внешнюю нормаль к контуру L, m — число точек на контуре L.

По оценкам А. И. Фальковича, дивергенция, вычисленная по формуле (4.4.1), представляет дивергенцию возмущений, характерный масштаб которых в 2—3 раза превышает диаметр площади S, очерченной контуром L. Для оценки дивергенции возмущений синоптического масштаба (характерный размер $1000-1500~{\rm km}$) необходимо выбирать L так, чтобы диаметр расчетной площади был бы около $500~{\rm km}$.

Поля изотах и линий тока позволяют также вычислить значения относительного вихря. В тропической зоне, в отличие от умеренных широт, нельзя определить вихрь по полю давления или геопотенциала. Только данные о ветре дают возможность вычислить значение относительного вихря.

Расчет вихря рекомендуется проводить не для отдельной точки, а для некоторой площади S, охватываемой контуром L. Тогда среднее для площади значение относительного вихря Ω вычисляется по формуле:

$$\Omega = \frac{L}{S} \overline{V}_L, \tag{4.4.2}$$

где

$$\overline{V}_L = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m (V_L)_i$$

— среднее значение проекции вектора скорости ветра на касательную к контуру L. Положительное направление касательной в северном полушарии — против часовой стрелки, в южном — по часовой.

В последнее время при составлении прогнозов погоды в тропической зоне все чаще стали применять дивергенцию как один из факторов, определяющих погоду. Рассмотрим один из вариантов использования дивергенции для этой цели.

Из уравнения неразрывности можно получить (в предположении постоянства плотности) следующее соотношение между дивергенцией и вертикальными движениями:

$$w - w_0 = -\int_0^z D \, dz. \tag{4.4.3}$$

Здесь w_0 — вертикальная скорость на нижней границе некоторого слоя Δz , w — вертикальная скорость на верхней границе этого слоя, $D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ — плоская дивергенция скорости горизонтального движения, z — вертикальная координата.

Пусть нижняя граница рассматриваемого слоя совпадает с поверхностью земли, где вертикальные движения равны нулю. Тогда

$$w = -\int_{0}^{z} D \, dz$$

или при осреднении дивергенции в слое от 0 до z

$$w = -\overline{D}z. (4.4.4)$$

При этом знак вертикальных движений будет одинаковым во всем слое, а их значение будет возрастать от нижней границы, где они равны нулю, к верхней.

В том случае, когда в слое 0 до z значение D>0, согласно формуле 4.4.4, должны наблюдаться нисходящие движения, а при D<0— восходящие.

Использование среднего значения дивергенции не всегда ведет к правильной оценке вертикальных движений, ибо последние, строго говоря, зависят от изменения дивергенции с высотой. Разобьем рассматриваемый слой на два слоя: нижний $\Delta z_{\rm H}$ и верхний $\Delta z_{\rm B}$. Тогда (4.4.3) можно записать

$$w = -\int\limits_0^z D\,dz = -\int\limits_0^{z_1} D\,dz - \int\limits_{z_1}^z \,D\,dz = -D_{\rm H}\,\Delta z_{\rm H} - D_{\rm B}\,\Delta z_{\rm B},$$

где $D_{\rm H}$ — средняя дивергенция в нижнем слое, $D_{\rm B}$ — средняя дивер генция в верхнем слое.

Восходящие движения (w>0) наблюдаются в том случае, когла

$$-D_{\mu}\Delta z_{\mu}-D_{\mu}\Delta z_{\mu}>0.$$

Выполнение этого неравенства возможно при следующих условиях:

- 1) $D_{\rm H} < 0$ и $D_{\rm B} < 0$, т. е. в обоих слоях имеет место конвергенция;
- 2) $D_{\rm H}<0$, а $D_{\rm B}>0$, но $\Delta z_{\rm H}|D_{\rm H}|>\Delta z_{\rm B}D_{\rm B}$, т. е. в нижнем слое имеет место конвергенция, а в верхнем дивергенция. При этом произведение абсолютного значения конвергенции на толщину слоя внизу должно быть больше, чем произведение дивергенции на толщину слоя вверху. При одинаковой толщине верхнего и нижнего слоев конвергенция в нижнем слое по абсолютному значению должна быть больше дивергенции в верхнем слое, а при одинаковой величине дивергенции и конвергенции нижний слой должен быть толще, чем верхний;
- 3) $D_{\rm H}>0$, $D_{\rm B}<0$, но $\Delta z_{\rm H}D_{\rm H}<\Delta z_{\rm B}|D_{\rm B}|$, т. е. в нижнем слое имеет место дивергенция, а в верхнем слое конвергенция. При этом произведение дивергенции на толщину слоя внизу должно быть меньше, чем произведение абсолютного значения конвергенции на толщину слоя вверху. При одинаковой толщине слоев дивергенция в нижнем слое должна быть меньше, чем конвергенция в верхнем слое, а при одинаковых значениях дивергенции и конвергенции нижний слой должен быть тоньше, чем верхний.

Нисходящие движения (w<0) наблюдаются в том случае, когда

$$-D_{\scriptscriptstyle \rm H}\Delta z_{\scriptscriptstyle \rm H}-D_{\scriptscriptstyle \rm B}\Delta z_{\scriptscriptstyle \rm B}<0.$$

Выполнение этого неравенства возможно при следующих условиях:

- 1) $D_{\rm H}{>}0$ и $D_{\rm B}{>}0$, т. е. в обоих слоях наблюдается дивергенция;
- 2) $D_{\rm H}<0$, а $D_{\rm B}>0$, но $\Delta z_{\rm H}|D_{\rm H}|<\Delta z_{\rm B}D_{\rm B}$, т. е. в нижнем слое имеет место конвергенция, а в верхнем дивергенция. При этом произведение абсолютной величины конвергенции на толщину слоя должно быть внизу меньше, чем произведение дивергенции на толщину слоя вверху. При одинаковой толщине слоев конвергенция в нижнем слое должна быть меньше дивергенции в верхнем слое, а при одинаковых значениях дивергенции и конвергенции нижний слой должен быть тоньше верхнего;
- 3) $D_{\rm H}>0$, а $D_{\rm B}<0$, но $\Delta z_{\rm H}D_{\rm H}>\Delta z_{\rm B}|D_{\rm B}|$, т. е. в нижнем слое имеет место дивергенция, а в верхнем конвергенция. При этом произведение дивергенции на толщину слоя внизу должно быть больше, чем произведение абсолютного значения конвергенции на толщину слоя вверху. При одинаковой толщине слоев дивергенция в нижнем слое должна быть больше конвер-

генции в верхнем слое, а при одинаковых значениях дивергенции и конвергенции нижний слой должен быть толще верхнего.

Значение дивергенции в исходный момент времени не всегда оказывается достаточным показателем изменения (сохранения) погоды. Попытки использовать дивергенцию, наблюдаемую в исходный срок, для прогноза синоптическими методами не дали желаемого результата. Это связано с тем, что дивергенция сама по себе изменчива. Ее будущее значение зависит от ряда факторов, среди которых основную роль играют исходные значения дивергенции и вихря скорости. Будущее значение вихря скорости также влияет на формирование погоды. Следовательно, изменение (сохранение) погоды определяется сочетанием дивергенции и вихря. В ряде тропических стран получены достаточно устойчивые связи между условиями погоды и сочетаниями дивергенции и вихря.

Воспользуемся уравнением вихря, уже известным из других курсов, в следующем виде:

$$\frac{d\Omega}{dt} = -(\Omega + l) D - \beta v, \qquad (4.4.5)$$

где $\beta = \frac{\partial t}{\partial y}$ — параметр Россби.

Теперь запишем уравнение дивергенции

$$\frac{dD}{dt} = l\Omega - D^2 + 2J(u, v) - \beta u - \alpha \nabla^2 p, \qquad (4.4.6)$$

где
$$J$$
 — якобиан, $J(u, v) = \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial x}$ и $\alpha = \frac{1}{\rho}$.

По уравнениям (4.4.5) и (4.4.6) очень трудно определить дивергенцию и ее изменение. Решение задачи упростилось бы, если пренебречь некоторыми членами в правых частях уравнений.

Крюгер произвел оценку входящих в уравнения (4.4.5) и (4.4.6) величин для тропических широт. Средние значения вихря и дивергенции в нормальных условиях для слоев толщиной около 1,5 км составляет $3\cdot 10^{-5}$ с⁻¹. Труднее оценить величину $\nabla^2 p$. Согласно оценкам Крюгера, она составляет около $5\cdot 10^{-10}$, а величины $l\Omega$ и D^2 — около 10^{-9} с⁻¹. Величина J(u, v) зависит полностью от структуры потока. При прямолинейном и стационарном невозмущенном криволинейном потоках значение J(u, v) должно быть небольшим (близким к нулю). В возмущенном потоки оно значительно. В тропической зоне возмущенные потоки — более частое явление, чем прямолинейные упорядоченые потоки. В том случае, когда значение J(u, v) существенно, можно показать, что выражение — D^2+ +2J(u, v)=0. Согласно этим оценкам, для средней скорости ветра и временных интервалов 6-12 часов можно пренебречь членами βu и βv . Для больших интервалов времени этого

делать нельзя. Для экваториальных районов (ϕ <7°) можно пренебречь величинами $l\Omega$ и J (u, v). Для тропических районов, лежащих дальше от экватора ($\phi > 7^\circ$), можно пренебречь величинами $\nabla^2 p$ и J(u, v) или, полагая — $D^2 + 2J(u, v) = 0$, только величиной $\nabla^2 p$. В таком случае для неупорядоченного потока, начиная с широты $\phi = 7^\circ$ уравнения (4.4.3) и (4.4.4) можно записать в упрощенном виде:

$$\frac{d\Omega}{dt} = -(\Omega + l) D, \qquad (4.4.7)$$

$$\frac{dD}{dt} = l\Omega. \tag{4.4.8}$$

Для экваториальной области ($\phi < 7^{\circ}$) можно записать уравнение только для упорядоченных движений:

$$\frac{dD}{dt} + D^2 = -\alpha \nabla^2 p. \tag{4.4.9}$$

Для широт $\phi \geqslant 7^{\circ}$ и упорядоченных движений можно записать уравнения в следующем виде:

$$\frac{d\Omega}{dt} = -(\Omega + l) D, \qquad (4.4.10)$$

$$\frac{dD}{dt} = l\Omega - D^2. \tag{4.4.11}$$

Для экваториальных районов, согласно уравнению (4.4.9),

изменение дивергенции становится независимым от вихря. Для тропических районов ($\phi \geqslant 7^\circ$) изменение дивергенции зависит от исходных значений дивергенции (D_0) и вихря (Ω_0). В этом случае для нахождения дивергенции как функции времени необходимо решать совместно уравнения (4.4.7), (4.4.8), (4.4.10) и (4.4.11).

Для экваториальных широт ($\phi < 7^\circ$), в случае $\nabla^2 p = 0$

$$D(t) = \frac{D_0}{1 + D_0 t}; (4.4.12)$$

в случае $\nabla^2 p > 0$

$$D(t) = \frac{D_0 \sqrt{\alpha \nabla^2 p} - \alpha \nabla^2 p \operatorname{tg}(\sqrt{\alpha \nabla^2 p}) t}{\sqrt{\alpha \nabla^2 p} + D_0 \operatorname{tg}(\sqrt{\alpha \nabla^2 p}) t}; \qquad (4.4.13)$$

в случае $\nabla^2 p < 0$

$$D(t) = \frac{D_0 \sqrt{-\alpha \nabla^2 p} - \alpha \nabla^2 p \operatorname{th} (\sqrt{-\alpha \nabla^2 p}) t}{\sqrt{-\alpha \nabla^2 p} + D_0 \operatorname{th} (\sqrt{-\alpha \nabla^2 p}) t}.$$
(4.4.14)

Если задано начальное распределение дивергенции и если лапласиан давления в пределах рассматриваемого интервала времени предполагается постоянным ($\nabla^2 p = \text{const}$), можно рассчитать дивергенцию для некоторого последующего момента времени. Так, например, если в исходный момент времени в каком-либо районе

$$D_0 \geqslant 0$$
 и $\nabla^2 p > 0$,

то при достаточно большом t в соответствии с (4.4.13) здесь образуется зона конвергенции, которая, как правило, становится ареной грозовой деятельности.

Таким образом, в экваториальной зоне при J(u, v) = 0 может возникнуть обширная область неустойчивой погоды, где грозовая деятельность развивается узкими полосами. Последние получили название линий возмущения. С линиями возмущения связаны шквалы. Поэтому их называют еще линиями шквалов. К сожалению, движение линий возмущения не удается проследить по синоптическим картам. Основная их особенность заключается в том, что они обладают способностью формироваться, внезапно исчезать и возникать вновь в пределах области с относительно большими значениями положительного лапласиана давления $\nabla^2 p$, т. е. в пределах области возмущения.

Применение радиолокационных средств наблюдения существенно облегчило слежение за линиями шквалов (линиями возмущений) и их изучение. Появилась возможность прослеживать движение и эволюцию этих объектов, картографировать и исследовать их структуру. Так, стало известно, что линии шквалов существуют дольше, чем составляющие их отдельные кучево-дождевые облака. Последние на линии шквалов существуют 40—60 минут (в отдельных случаях несколько больше), в то время как сами линии шквалов могут существовать несколько часов. Одни облака исчезают, другие продолжают существовать; вместо разрушившихся облаков возникают новые конвективные ячейки и образуются новые облака, продолжая таким образом поддерживать существование линии шквалов.

Чаще всего линии шквалов отмечаются в Западной Африке и Индии. Механизм их образования примерно одинаков. В Западной Африке они образуются во влажном юго-западном потоке нижней тропосферы, при этом в средней и верхней тропосфере наблюдается перенос сравнительно сухого воздуха с востока. Это означает, что в тропосфере имеется хорошо выраженный вертикальный сдвиг ветра. Поскольку преобладающими все же являются восточные потоки, система кучеводождевых облаков линии шквалов движется с востока на запад. Поднимающийся влажный воздух входит в основание облака в его передней части (рис. 4.2) и немедленно «подхватывается» и выносится восточными потоками вперед от основного облачного столба. Восточные потоки в средней тропосфере, догоняя возмущение, вынуждены опускаться. Опускаясь, они

попадают в зону дождя, выпадающего как из основного облачного столба, так и из примыкающей к нему с тыла обширной части кучево-дождевого облака. Испарение дождя приводит к значительному охлаждению опускающихся под облаком потоков воздуха, и у линии возмущения возникает циркуляция, сильно напоминающая циркуляцию у холодных фронтов (рис. 4.2). Однако линии возмущения не разделяют различные по свойствам воздушные массы и потому не могут рассматриваться как фронты.

Области возмущения, с которыми связаны линии шквалов, как правило, формируются после полудня, когда имеются условия, наиболее благоприятные для развития конвекции. Отме-

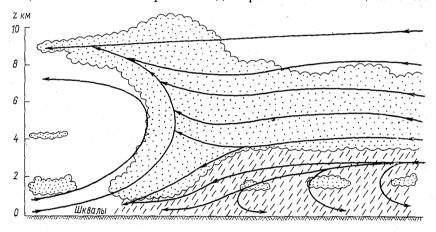


Рис. 4.2. Схематический вертикальный разрез через линию шквалов с типичным распределением линий тока (по Гамильтону и Арчболду).

чены отдельные случаи их возникновения в ночные часы. Однако области возмущения обычно исчезают в ночные часы. Образованию линий шквалов в области возмущения часто способствуют различного рода топографические неоднородности (возвышенности, долины, цепочки холмов и т. п.). Водные объекты и некоторые участки суши, над которыми наблюдаются устойчивые слои воздуха, способствуют разрушению линий шквалов.

Время существования области возмущения в условиях общего упорядоченного движения составляет 6—12 часов.

В районах с неупорядоченными движениями, т. е. когда $J(u, v) \neq 0$, уравнение (4.4.14) не является репрезентативным для приэкваториальной зоны. В этом случае линии возмущений почти не смещаются и часто долгое время остаются на одной и той же широте. Примером может служить район Западной Африки. Следовательно, там, где имеют место неупорядоченные движения, применять полученные выше выводы об образо-

вании и существовании линий возмущения следует с большой осторожностью.

Для тропических широт ($\phi = 7 \div 20^{\circ}$) общие решения (4.4.7)

и (4.4.8) будут иметь следующий вид

$$D(t) = D_0 + l\Omega_0 t - l(\Omega_0 + l) D_0 \frac{t^2}{2} + (\Omega_0 + l) (D_0^2 + l\Omega_0) \frac{t^3}{L \cdot 3} - \dots + \dots, \qquad (4.4.15)$$

$$\Omega(t) = \Omega_0 - (\Omega_0 + l) \left[D_0 t - (D_0^2 - l\Omega_0) \frac{t^2}{2} + D_0 (D_0^2 - l^2 - 4l\Omega_0) \frac{t^3}{L \cdot 3} - \dots + \dots \right]. \qquad (4.4.16)$$

Эти ряды в пределах широт $7 \div 20^\circ$ будут сходиться для интервалов времени 6 часов. Оборвав ряд на члене, содержащем t^3 , при вычислении D и Ω мы получим ошибку примерно 2%. Если остановиться на члене, содержащем t^2 , то при вычислении ошибка возрастает до 10%. Полагая, что точность 10% достаточна, можно ограничиться только первыми тремя членами ряда:

$$D(t) = D_0 + l\Omega_0 t - l(\Omega_0 + l)D_0 - \frac{t^2}{2} + \dots - \dots, (4.4.17)$$

$$\Omega(t) = \Omega_0 - (\Omega_0 + l) \left[D_0 t - (D_0^2 - l\Omega_0) \frac{t^2}{2} + \dots \right].$$
 (4.4.18)

Согласно (4.4.17), будущая дивергенция зависит от исходных значений дивергенции и относительного вихря $(D_0$ и Ω_0) и от абсолютного вихря (Ω_0+l) .

Для первоначально бездивергентного поля ($D_0=0$), согласно

(4.4.17), имеем

$$D(t) = l\Omega_0 t$$

т. е. при $\Omega_0 > 0$ возникает дивергенция, а при $\Omega < 0$ — конвергенция. Выше было установлено, что величина $l\Omega_0$ имеет порядок 10^{-9} c⁻². Следовательно, уже через 3 часа $(t=10\,800~{\rm c} \approx 10^4~{\rm c})$ порядок величины дивергенции будет 10^{-5} c⁻¹.

порядок величины дивергенции будет 10^{-5} с $^{-1}$. Для первоначально дивергентного, но безвихревого поля $(D_0 \neq 0, \Omega_0 = 0)$ имеем

$$D(t) = D_0 - l^2 D_0 \frac{t^2}{2}$$
.

В случае безвихревого поля дивергенция будет ослабевать со временем, асимптотически приближаясь к нулю. Однако ослабление дивергенции будет происходить очень медленно.

Анализируя уравнение (4.4.18), видим, что ожидаемое значение вихря также зависит от исходных значений вихря

и дивергенции (Ω_0 и D_0). Положим сначала $\Omega_0 = 0$ (безвихревое поле), тогда

 $\Omega(t) = lD_0t + D_0^2l - \frac{t^2}{2}$.

Так как здесь первый член больше второго на порядок, то для l>0 при D>0 значение $\Omega(t)<0$, а при $D_0<0$ значение $\Omega(t)>0$. Это значит, что в поле с первоначально положительной дивергенцией будет расти антициклонический вихрь, а в поле с первоначально отрицательной дивергенцией (конвергентом) будет расти циклонический вихрь. Теперь положим $D_0 = 0$ (бездивергентное поле), тогда

$$\Omega(t) = \Omega_0 - (\Omega_0 + l) l\Omega_0 \frac{t^2}{2}.$$

При первоначально бездивергентном поле циклонический

вихрь будет медленно затухать. Антициклонический вихрь при $|\Omega_0| < l$ будет также затухать, а при $|\Omega_0| > l$ — развиваться. В реальной атмосфере поле всегда (или почти всегда) и вихревое и дивергентное. Поэтому расчеты вести приходится по полным формулам. Для удобства расчеты можно произвести заранее и данные свести в таблицу.

Например, для некоторого пункта, находящегося на широте 17°, требуется вычислить дивергенцию через 6 часов после исходного срока. В исходный срок $D_0 = 10^{-5} \,\mathrm{c}^{-1}$ и $\Omega_0 = -2 \cdot 10^{-5} \,\mathrm{c}^{-1}$.

Рассчитаем значение параметра Кориолиса для широты 17°.

$$l=2\omega \sin 17^{\circ}=4.4 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$$
.

Переведем время в секунды $t\!=\!6$ час $=\!21\,600$ с $\approx\!2,\!2\cdot10^4$ с. Следовательно, $\frac{t^2}{2}\approx\!2,\!3\cdot10^8$ с 2 . Теперь у нас есть все необходимые исходные данные. Подставим их в формулу (4.4.17):

$$D(6) = 10^{-5} + 4,4 \cdot 10^{-5} (-2 \cdot 10^{-5}) \cdot 2,2 \cdot 10^{4} - 4,4 \cdot 10^{-5} (-2 \cdot 10^{-5} + 4,4 \cdot 10^{-5}) \cdot 10^{-5} \cdot 2,3 \cdot 10^{8} = 10^{-5} - 1.8 \cdot 10^{-5} - 0.2 \cdot 10^{-5} = -10^{-5} \text{ c}^{-1}.$$

Таким образом, здесь через 6 часов будет наблюдаться конвергенция и, следовательно, ухудшение погоды.

Пальмер приводит ряд эмпирически установленных зависимостей между дивергенцией (конвергенцией) и погодой для района Маршалловых островов (5—14° с. ш., 160—172° в. д.). Эти зависимости рассматриваются как прогностические правила. Вероятно, их нельзя безоговорочно применять везде, но они могут служить прототипом для получения аналогичных зависимостей для любых других районов тропической зоны.

Так как при вычислении дивергенции (конвергенции), а тем более при ее прогнозе возможны ошибки, в полученных Пальмером правилах используются следующие градации значений и термины:

 Γ радация $0-5\cdot 10^{-6}$ $5,1-25\cdot 10^{-6}$ $25,1-40\cdot 10^{-6}$ $>40\cdot 10^{-6}$

Термин
Слабая
Умеренная
Сильная
Очень сильная

Правило первое. В тех районах, где на высоте 600—800 м наблюдается умеренная или сильная дивергенция, преобладающим типом облачности будут облака Си hum, причем их количество не превысит 4 балла.

Правило второе. Если наряду с умеренной дивергенцией на высоте 600—800 м имеет место вертикальный сдвиг ветра в слое 1000—3000 м, следует ожидать растекания кучевых облаков, при этом из них образуются слоисто-кучевые облака, количество которых будет увеличиваться.

Правило третье. В северном полушарии, к северу от области максимальных скоростей ветра в пассатной зоне, где обычно наблюдается значительный вертикальный сдвиг ветра в нижних слоях атмосферы и пассатная инверсия также расположена низко, в подавляющем большинстве случаев преобладают слоисто-кучевые облака. Если здесь на высоте 600—800 м существует дивергенция, то в поле слоисто-кучевых облаков образуются значительные разрывы. Однако даже при слабой конвергенции формируется сплошной покров Sc, а кучевые облака наблюдаются очень редко и в небольшом количестве.

Правило четвертое. Если к югу от области максимальной скорости ветра в пассатной зоне в слое 1000—3000 м имеется хотя бы небольшой сдвиг ветра, а на высоте 600—800 м отмечается слабая или умеренная конвергенция, то здесь следует ожидать развития Си med. и Си cong., но их количество не превысит 5 баллов. При сильной и очень сильной конвергенции увеличится мощность облаков, вплоть до образования Сb, однако количество облаков увеличится незначительно.

Правило пятое. Если асимптота конвергенции в поле линий тока на уровне 500 м совпадает с относительным минимумом скорости ветра, то вдоль такой асимптоты наблюдается полоса мощных кучевых или кучево-дождевых облаков. Эта система напоминает холодный фронт умеренных широт, хотя значительного различия свойств воздушных масс по обе стороны системы обнаружить не удается. Если же асимптота совпадает с максимумом скорости ветра, то образуются лишь отдельные облака Си hum.

Правило шестое. Там, где на нижних уровнях область минимальной скорости ветра лежит в стороне от асимптоты конвергенции или, имея вытянутую форму, пересекает ее под углом,

близким к прямому, обычно имеет место сильная конвергенция в слое 3—10 км. В этих случаях образуется система As—Ns и выпадают обложные дожди.

4.5. ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ

В тропической зоне формируется два типа воздушных масс: континентальный тропический воздух (кТВ) и морской тропический воздух (мТВ). Кроме того, сюда могут проникать воздушные массы из умеренных широт, однако они быстро трансформируются. Зимой соответствующего полушария континентальный умеренный воздух (кУВ), проникший в тропики,

может существенно понизить здесь температуру.

Континентальный тропический воздух в очагах своего формирования над сухими районами континентов отличается очень высокими температурами, малой относительной влажностью и значительным суточным ходом всех метеорологических величин. В кТВ в летнее время температура достигает 40—42°С, а зимой 31—33°С. Вертикальный градиент температуры в этой воздушной массе равен 0,60—0,65°С/100 м. Он мало меняется во времени и с высотой. Казалось бы, сильный прогрев приземного слоя воздуха от подстилающей поверхности должен приводить к возникновению значительно больших градиентов температуры, однако этого не происходит; кТВ формируется в зоне действия систем повышенного давления, в которых происходит оседание воздуха.

Оседание приводит к тому, что прогрев воздуха от подстилающей поверхности в приземном слое сопровождается его нагревом на высотах, что и приводит к выравниванию градиен-

тов температуры.

Летом влажность в кТВ у поверхности земли составляет 16—18 %, на высоте 3 км она увеличивается до 21—23 %, а затем начинает уменьшаться. Зимой у поверхности земли относительная влажность составляет 24—26 %, на высоте 1—2 км она несколько уменьшается, а затем вновь возрастает и на высоте 4 км ее среднее значение составляет 35 %. Для кТВ характерна малооблачная погода.

При смещении на океан кТВ быстро трансформируется, при этом главным образом увеличивается его влажность. Однако

слой большой влажности редко превышает 2,5—3 км.

Свойства морского тропического воздуха зависят от района его формирования. В этом смысле его можно разделить на два подтипа: экваториальный воздух (ЭВ) и пассатный воздух (ПВ). Экваториальный воздух формируется в экваториальной ложбине, нередко непосредственно в ВЗК. Для ЭВ характерна большая влажность, которая наблюдается до больших высот, и большие вертикальные градиенты температуры, которые наб-

людаются вплоть до тропопаузы. Изменчивость вертикальных температурных градиентов в ЭВ существенно больше, чем в кТВ. Условия погоды в ЭВ зависят от наличия или отсутствия возмущений. В зоне возмущения, как правило, наблюдается значительная или сплошная облачность и выпадают осадки. Вне возмущений облачность в большинстве случаев не превышает

8 баллов и часто наблюдается малооблачная погода.

Пассатный воздух также характеризуется большой влажностью, но влажность по высоте распределяется неравномерно. Можно выделить два слоя: нижний слой с максимумом относительной влажности на высоте 1,5—2 км и верхний влажный слой с максимумом относительной влажности на высоте 6—7 км (см. п. 2.1). Между этими слоями находится переходный слой относительно сухого воздуха. В нижнем (приводном) слое вертикальный градиент температуры весьма значительный (0,9—1°С/100 м). В пределах тропосферы он неоднократно меняется, при этом наблюдаются даже инверсионные слои.

Для ПВ характерна облачная погода. Здесь преобладают облака Сu hum, Сu med и Сu cong. Возникают также Сb, из которых выпадают кратковременные ливневые дожди (см. пп. 2.5

и $\tilde{2}.6$).

При переходе на континент (это случается, как правило, летом) мТВ трансформируется. В нем повышается температура и несколько уменьшается влажность. Температура в мТВ у поверхности земли над континентом составляет в среднем около 30°С, но с высотой она быстро понижается. Вертикальный температурный градиент составляет 0,8—0,9°С/100 м. Влажность остается значительной (50—60%) до больших высот; мТВ при-

носит на континент дождливую неустойчивую погоду.

Воздух умеренных широт «прорывается» в тропическую зону зимой. Прежде чем достигнуть тропиков, он успевает существенно трансформироваться. Так морской умеренный воздух мУВ приходит в тропики почти с такой же температурой, что и у мТВ (с точностью до 1°С). Несколько медленнее трансформируется континентальный умеренный воздух (кУВ). Так, в Хартуме (17° с. ш.) проникновение кУВ в январе может понизить температуру воздуха до 13—15°С. Вторжение кУВ сопровождается увеличением облачности, но все же ее количество остается небольшим из-за малой влажности. Так, в приземном слое влажность оказывается в пределах 45—50 % и быстро падает с высотой. На уровне 3 км она не превышает 17—20 %.

В целом воздушные массы тропической зоны мало отличаются друг от друга. Наиболее существенные различия наблюдаются в воздушных массах, располагающихся вдоль побережий. Однако даже там не обнаруживаются фронты, подобные тем, что наблюдаются в умеренных широтах. Таким образом, в тропической зоне из-за малого различия свойств воздушных масс

атмосферные фронты не обнаруживаются.

ВОПРОСЫ К ГЛАВЕ 4

 Для какой цели строятся временные вертикальные разрезы?
 В чем трудности анализа приземных карт погоды тропической зоны?
 В чем особенности анализа карт барической топографии в тропической зоне?

Какие существуют способы анализа поля линий тока?
 Перечислите особые характеристики ветровых полей.

6. Как можно оценить дивергенцию по полю линий тока, наложенному на поле изотах?

7. Каков порядок величины дивергенции в тропической зоне?

8. Опишите способ вычисления дивергенции и вихря скорости для некоторой площади S.

9. Как по полю дивергенции на разных уровнях можно определить знак

вертикальной составляющей скорости ветра?

10. Как по исходному значению дивергенции и вихря скорости определить будущее значение D(t) и $\Omega(t)$ для разных районов тропической зоны? 11. Что такое линия неустойчивости (шквалов), как они образуются, как их можно обнаружить?

12. Дайте характеристику воздушным массам, наблюдаемым в тропиче-

5. ЦИРКУЛЯЦИЯ И СИНОПТИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ В ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ

5.1. ОБЩИЙ ХАРАКТЕР ЦИРКУЛЯЦИИ

Основная функция тропической циркуляции в «тепловой машине атмосферы» состоит в том, чтобы передать в другие части земного шара избыток тепла, получаемого низкими широтами вследствие интенсивного поглощения солнечной радиации. Постоянно поддерживаемая разница температур между экваториальными районами и районами субтропиков есть главная движущая сила воздушных течений тропической циркуляции. Вследствие этого в ряде районов тропической зоны наблюдаются крупномасштабные циркуляционные системы, которые характеризуются либо исключительным постоянством (пассаты), либо исключительной периодичностью (муссоны). Эти системы формируют основное течение (поток) атмосферы тропической зоны.

Вместе с тем на фоне крупномасштабных циркуляционных систем прослеживаются циркуляционные системы меньшего масштаба, которые называют возмущениями основного течения или просто возмущениями. Циркуляция воздуха в возмущениях и основной поток, накладываясь друг на друга, образует общее

течение (движение) тропической атмосферы.

В процессе решения ряда научных и практических задач возникает необходимость выделять возмущения в основном потоке. Различие между основным течением и возмущениями заключается прежде всего в их пространственных и временных масштабах. Обычно за основное течение принимают ту часть общего движения, которая характерна для большого района и которая медленно изменяется во времени по сравнению с более мелкими объектами. Перемещающиеся, быстроизменяющиеся по форме и интенсивности небольшие циркуляционные системы считают возмущениями.

На карте погоды в общем течении бывает трудно выделить, что относится к возмущениям и что к основному течению. Это обстоятельство накладывает некоторый субъективизм на методы определения основного течения и возмущений. В одних случаях не представляет труда выделить возмущения (например, тайфуны), в других случаях, когда возмущения не проявляются столь четко, без использования какого-нибудь количественного критерия это сделать трудно. В качестве такого критерия чаще всего используют интенсивность возмущения. Наиболее

объективной мерой интенсивности возмущения можно считать значение относительного вихря скорости (или завихренности). Исследования показали, что в большинстве случаев завихренность возмущений, рассчитанная по синоптическим картам, примерно на порядок больше, чем завихренность основного течения.

Возмущения синоптического масштаба в тропической зоне чаще всего имеют малые амплитуды. Осредняя движения при малых амплитудах возмущений, получим некий средний поток, который можно рассматривать как основное течение. Следует, однако, заметить, что иногда возмущения бывают настолько значительными, что даже в осредненном поле движения они остаются заметными. Если не учитывать такие возмущения, то можно считать, что основное течение состоит из двух частей:

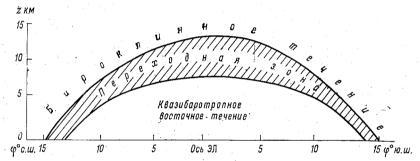


Рис. 5.1. Схема основного течения тропической зоны. ЭЛ — экваториальная ложбина.

квазибаротропного восточного течения в нижней тропосфере, ось которого почти совпадает с осью экваториальной ложбины, и бароклинного течения на высотах, бароклинность которого возрастает с высотой и по мере удаления в направлении полюсов. При этом скорость восточных потоков убывает с высотой. В верхней тропосфере ближе к субтропикам они становятся западными. Нельзя найти точной границы между баротропными бароклинными течениями, можно лишь указать на то, что в нижней тропосфере переход обычно происходит на расстоянии $10-15^\circ$ широты от оси экваториальной ложбины, а над ней—на высоте 6-12 км (рис 5.1).

На нижних уровнях у оси экваториальной ложбины скорость восточного потока минимальна. По мере удаления от оси к северу и югу скорость увеличивается и достигает максимальных значений в пассатах над океанами.

В верхней тропосфере восточные потоки ослабевают в направлении к полюсам. Они становятся слабыми восточными или западными в летнем полушарии и сильными западными в зимнем полушарии над приземным субтропическим антициклоном.

Существует также определенная тенденция к меридиональности потока в направлении к экваториальной ложбине в ниж-

ней тропосфере и в направлении к полюсу в верхней тропосфере. Если к этому добавить нисходящие движения воздуха в зоне субтропического пояса высокого давления и восходящие движения в области экваториальной ложбины, то образуется замкнутая крупномасштабная циркуляционная ячейка, предположение о которой было сделано еще в 1735 г. Гадлеем. Этот циркуляционный механизм был назван ячейкой Гадлея (рис. 5.2).

Ячейка Гадлея представляет собой упрощенную модель циркуляции в тропической зоне. В соответствии с этой моделью избыток тепла вблизи экватора превращается в кинетическую энергию. Значительная часть тепла расходуется на испарение

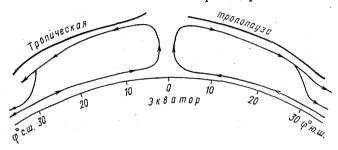


Рис. 5.2. Ячейки Гадлея.

и переносится вместе с движущимися воздушными массами в виде скрытой теплоты, которая реализуется при конденсации. Нагретые массы воздуха поднимаются, и в процессе подъема происходит конденсация водяного пара, образование облаков и осадков. Конвекция в неустойчиво стратифицированной атмосфере способствует передаче энергии в верхние слои (см. гл. 3). В более высокие широты воздушные массы переносятся верхними воздушными течениями. На широте 20—30° воздух опускается в системе антициклона пояса высокого давления. Циркуляция замыкается мощными воздушными потоками, движущимися в нижних слоях в направлении экватора.

Эта модель имеет ряд недостатков:

- 1. Модель не учитывает ни сезонные колебания, ни различия в условиях циркуляции на разных долготах. Как показывают наблюдения, циркуляция, подобная ячейке Гадлея, в течение всего года существует только над Тихим и Атлантическим океанами. В других местах она сильно искажена. Лишь в марте—апреле и сентябре—октябре, т. е. в периоды, близкие к равноденствиям, циркуляция на всех долготах становится похожей на ячейку Гадлея.
- 2. Модель предполагает единственный источник тепла вблизи экватора. В действительности часто наблюдается целый ряд отдельных областей избыточного тепла и над континентами, и над океанами. Это приводит к значительным отклонениям

циркуляции от модели как по интенсивности, так и по широт-

ному положению циркуляционной ячейки.

3. Модель игнорирует воздушные течения в средней тропосфере. Между тем известно немало случаев, когда огромные меридионально расположенные ложбины в средней тропосфере проникают глубоко в низкие широты. В передних частях таких ложбин в направлении полюса воздушными течениями переносятся огромные количества тепла.

4. Модель не принимает во внимание обмен воздушными массами между полушариями. Однако сейчас хорошо известно, что существует перенос тепла воздушными потоками из одного

полушария в другое.

Несмотря на явное несовершенство, модель Гадлея дает представление об общем характере основных воздушных переносов в тропической зоне и определяет главные составляющие тропической циркуляции: экваториальную ложбину, пассаты и «антипассаты».

5.2. ЭКВАТОРИАЛЬНАЯ ЛОЖБИНА

Экваториальной ложбиной (ЭЛ) называют приэкваториальный пояс пониженного давления, где наблюдается конвергенция воздушных потоков и подъем воздуха. Сходимость воздушных потоков в области экваториальной ложбины дало основание называть ее внутритропической зоной конвергенции (ВЗК).

ложбина — важнейший синоптический Экваториальная объект в тропиках. Ее исследовали многие ученые: М. А. Петросянц, Г. Риль, А. И. Фалькович, Х. Флон, С. П. Хромов и др. Разные авторы присваивали экваториальной ложбине разные названия: «зона сходимости пассатов», «зона экваториальной конвергенции». Ее нередко называли также внутритропическим фронтом. Последнее название пришло из норвежской школы метеорологов, которые ввели в синоптический обиход концепцию атмосферных фронтов. Приверженцы этой школы считали, что южные и северные пассаты также образуют фронт. Понятие внутритропического фронта было введено по аналогии с фронтами умеренных широт без достаточного обоснования наблюдениями. Без сомнения, вдоль зоны сходимости южных и северных пассатов существует вытянутая узкая область плохой погоды. Однако едва ли к ней можно применить понятие «фронт», как его понимали в норвежской школе, ибо по обе стороны от такой области лежат практически одинаковые по свойствам воздушные массы (исключение могут составлять только узкие полосы на границе между сушей и океаном, о чем сказано ниже).

Активные части области, которую называли внутритропическим фронтом, безусловно, связаны со значительной конверген-

цией, поэтому термин «внутритропическая зона конвергенции» для них более подходит.

Однако область сходимости северных и южных пассатов не обязательно сопровождается значительной конвергенцией, хотя характерным для нее является всюду пониженное давление. Поэтому мы условимся применять термин «экваториальная ложбина» ко всему приэкваториальному поясу низкого давления, а термин «внутритропическая зона конвергенции» — только к активным ее участкам.

Изменение положения Солнца определяет изменение положения центров действия атмосферы. Так, летом субтропические антициклоны смещаются в более высокие широты, а зимой—в низкие. В соответствии с этим меняет свое широтное положение и ЭЛ, ее ось имеет тенденцию смещаться в сторону летнего полушария, а над материками она уходит от экватора в ряде случаев на 10—20° (создается впечатление, что ось ЭЛ смещается как бы за Солнцем). Таким образом, широтное положение ЭЛ имеет годовой ход, который неодинаков на разных долготах.

В Атлантике и восточной части Тихого океана ЭЛ всегда располагается у экватора или чуть севернее его. В этих районах годовые колебания положения ЭЛ очень малы. Наибольшее смещение ЭЛ отмечается над Африкой и западной частью Индийского океана. Например, на 40° в. д. экваториальная ложбина смещается примерно с 10° ю. ш. в январе до 22° с. ш. в июле. В западной Африке экваториальная ложбина в январе располагается южнее Гвинейского залива, а в июле— над Сахарой.

На активных участках ЭЛ наблюдается облачность и осадки. При пересечении ВЗК отмечаются поворот ветра и иногда заметные различия в температуре и влажности. Там, где ЭЛ лежит почти вдоль границы океана и континента, эти различия могут рассматриваться как различия между двумя воздушными массами. Например, в западной Африке различия свойств воздуха, приходящего с Гвинейского залива и с Сахары, весьма существенны. Аналогичная картина наблюдается над Индией, где воздух юго-западного муссона заметно отличается от континентального воздуха. Там, где ЭЛ лежит далеко от границы суша—море, над океанами или влажными тропическими лесами, разницы в свойствах воздушных масс не наблюдается.

Экваториальная ложбина опоясывает весь земной шар. На одних ее участках наблюдается значительная конвергенция, на других конвергенция существенно меньше. В соответствии с этим меняется и разрыв ветра вдоль ложбины. Иногда разрыв ветра четко указывает на положение ВЗК, а иногда ее можно найти только с помощью спутниковых фотографий.

Активные участки смещаются вдоль ложбины. Скорости их смещения не постоянны, а траектории довольно сложны.

Поэтому при прогнозировании их смещения применение экстраполяции не рекомендуется.

Следует заметить, что поле дивергенции, а вместе с ним и поле вертикальных движений в области ВЗК несимметрично относительно оси экваториальной ложбины. Столь же несимметрично располагаются облачность и осадки.

Используя уравнение неразрывности (4.4.3) и (4.4.4), вычислим вертикальную составляющую ветра в предположении несжимаемости атмосферы.

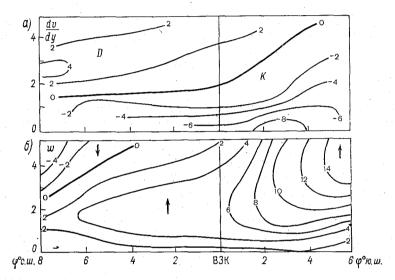


Рис. 5.3. Распределение с высотой $\frac{dv}{dy} \sim {\rm div} \ {\rm V} \ ({\rm B} \ 10^{-6} \ {\rm c}^{-1}) \ (a)$ и вертикальной составляющей скорости ветра w (в мм/с) (б) в Атлантике на вертикальном разрезе через ВЗК (по Флону).

Следуя Флону, в качестве первого приближения примем, что дивергенция достаточно удовлетворительно определяется через изменение меридиональной составляющей ветра v вдоль координаты y, направленной на север.

Расчет $\frac{\partial v}{\partial y}$ и соответствующих вертикальных движений в ВЗК севернее и южнее ее представлен на рис. 5.3. Из рис. 5.3 а следует, что к северу от ВЗК конвергенция, наблюдаемая у поверхности земли, везде сменяется дивергенцией на высотах от 1,3 до 1,8 км. К югу от ВЗК конвергенция сильнее и распространяется до 3—5 км. Вследствие этого столь же асимметрично распределены и вертикальные движения (рис. 5.3 б). Восходящие движения достигают максимального значения на высоте 4—5 км на расстоянии 500—600 км от ВЗК к югу от ее при-

земного положения. Эти факты можно интерпретировать как наклон ВЗК. От приземного положения к югу ВЗК как бы поднимается (см. также рис. 5.5).

Сравнивая поля дивергенции и вертикальных движений севернее и южнее ВЗК, можно заключить, что к северу от ВЗК в области северо-восточных пассатов восходящие движения лишь слегка разрушают пассатную инверсию. К югу от ВЗК значительный подъем воздуха вызывает сильное уменьшение устойчивости в области юго-восточных пассатов, пересекающих экватор южнее ВЗК.

Аналогичные результаты получил Рекс для Тихого океана (Маршалловы острова). По его данным, ВЗК располагалась

на 7° с. ш. в течение всего периода наблюдений (апрель—июнь 1956 г.), а максимальные восходящие движения (3—5 мм/с) отмечались на 4—5° с. ш.

Если использовать среднее распределение по высоте температуры и влажности и воспользоваться распределением вертикальных движений, представленных на рис. 5.3 б, то можно рассчитать результирующее количество осадков. В результате расчетов полу-

R mm/cym. R mm/mec.

12 300
200
100
0
9°c.w.8 4 83K 4 9°n.w.

Рис. 5.4. Распределение количества осадков R близи ВЗК (по Φ лону).

чили 20—100 мм осадков в месяц на северной стороне ВЗК и 200—300 мм на южной (рис. 5.4).

В Западной Африке распределение облачности и осадков также асимметричное по отношению к приземному положению ВЗК. Здесь к северу от нее наблюдается ясная сухая погода, а к югу на расстоянии около 200 км — незначительное количество плоских кучевых облаков. Однако на расстоянии 300—600 км к югу от ВЗК наблюдается хорошо развитая конвекция, которая приводит к сильным ливням и грозам. Еще дальше к югу количество и мощность облаков уменьшается и идут лишь отдельные небольшие ливни (рис. 5.5).

Асимметричное распределение облачности и осадков относительно оси ВЗК наблюдается в тех случаях, когда приземное положение ВЗК находится на несколько градусов севернее географического экватора. Факт асимметричности еще не получил общепризнанного объяснения. Большинство исследователей тропической атмосферы полагают, что более значительная конвергенция к югу от ВЗК объясняется β-эффектом, суть которого сводится к следующему. Когда ВЗК находится севернее географического экватора, южные пассаты, пересекая экватор, резко поворачивают из-за быстрого изменения силы Кориолиса (при

пересечении экватора меняется ее знак). Таким образом, создается вторичная зона конвергенции южнее основного положения ВЗК (рис. 5.6).

Дополнительным фактором образования асимметричности служит то, что севернее ВЗК располагается более устойчиво стратифицированный воздух в пассатной зоне над океанами и более сухой воздух над континентальными пустынями.

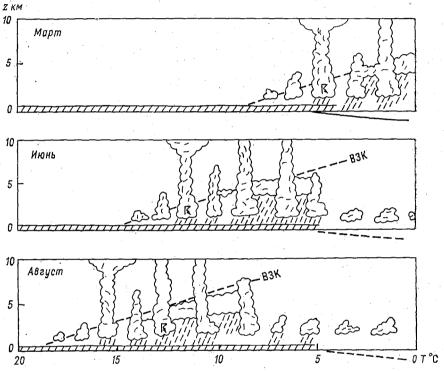


Рис. 5.5. Схематический меридиональный разрез через ВЗК в Западной Африке (континент заштрихован) (по Флону).

Асимметричность не единственная особенность распределения облачности и осадков в ВЗК. Когда ВЗК располагается вблизи экватора, она разделяется на три зоны: две внешние и одну внутреннюю. Во внешних зонах наблюдается сильная конвергенция, вызывающая образование мощной облачности и выпадение значительного количества осадков. Во внутренней зоне (иногда ее называют центральной) наблюдаются лишь отдельные «острова» слабой конвергенции, сопровождаемой иногда западными ветрами. Значительная неустойчивость воздуха даже при слабой конвергенции приводит к образованию облаков и выпадению небольших осадков (рис. 5.7).

Однако чаще всего в центральной зоне наблюдаются слабые ветры переменных направлений (экваториальная зона затишья).

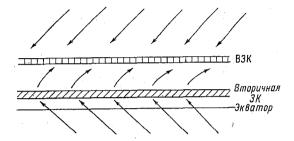


Рис. 5.6. Схема образования вторичной зоны конвергенции (3K).

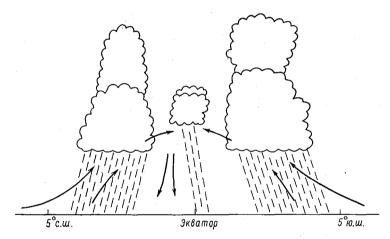


Рис. 5.7. Меридиональный разрез через ВЗК, когда она находится у географического экватора (по Флетчеру).

Если в центральной зоне преобладают восточные ветры, то над ВЗК могут образоваться нисходящие движения воздуха, способствующие размыванию ВЗК и улучшению погоды.

5.3. ПАССАТЫ

Между субтропическим поясом высокого давления и экваториальной ложбиной в нижней части тропосферы наблюдаются сильные постоянно дующие востоко-северо-восточные (в северном полушарии) и востоко-юго-восточные (в южном полушарии) ветры (пассаты). Они покрывают довольно большую площадь, от 20° широты в зимнем полушарии и от 30° широты

в летнем полушарии до экваториальной ложбины. В любое время года более $^{1}/_{3}$ поверхности земли оказывается под воздействием пассатов.

Пассаты лучше всего развиты над восточными частями океанов, а над континентами и западными частями океанов часто отмечаются ветры других направлений.

В зоне пассатов различают три четко выраженных слоя.

1. Слой нижних пассатов, высота которого вблизи субтропических максимумов составляет 500 м. В направлении экватора она возрастает и на границе экваториальной ложбины достигает 2500 м (см. п. 2.3).

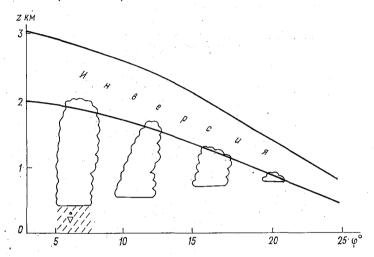


Рис. 5.8. Обобщенный схематический вертикальный разрез вдоль меридиана через пассатную зону (по Ньювольту).

Воздушные массы нижних пассатов обычно влажные, а их температура зависит от температуры поверхности океана и потому в целом она возрастает в направлении экватора.

2. Слой пассатной инверсии, располагающийся над нижними пассатами. По мере продвижения в низкие широты увеличиваются мощность инверсии (от нескольких сотен метров до 1 км) и ее высота (от нескольких сотен метров до 2 км) (рис. 5.8). При этом разница температур между верхней и нижней границами инверсии уменьшается. Наиболее сильные инверсии наблюдаются зимой над восточными частями океанов. Иногда наблюдаются несколько слоев инверсии (см. п. 2.1).

3. Слой верхних пассатов, располагающийся над инверсией. Верхние пассаты имеют восточное направление, они слабее нижних пассатов. В районе субтропического пояса высокого давления их высота в среднем составляет около 6 км, а на границе экваториальной ложбины она достигает примерно 10 км.

Воздух верхних пассатов в общем устойчивее и суше воздуха нижних пассатов.

Рассмотрим, каким образом возникают пассаты. Выше уже упоминалось, что основной движущей силой воздушных переносов в тропиках является постоянно существующая разница температур между «жарким» экваториальным поясом и более холодной зоной субтропиков. У поверхности земли такое распределение температуры обусловливает высокое давление в субтропиках и низкое у экватора. Образующиеся в результате градиенты давления и определяют восточные ветры с небольшой составляющей, направленной к экватору, т. е. пассаты. В пользу этой точки зрения говорят следующие факты:

- а) более значительные скорости ветра у поверхности земли по сравнению с ветрами на высотах;
 - б) постоянство (устойчивость) нижних пассатов;

в) изменение скорости и направления пассатов с изменением интенсивности субтропических антициклонов.

Образование пассатной инверсии объясняется нагреванием воздуха в процессе его опускания в зоне субтропических антициклонов с последующим охлаждением нижних слоев от холодной водной поверхности или от относительно холодного континента зимой. Именно поэтому инверсии лучше развиты над восточными частями океанов, где преобладают холодные течения.

5.4. АНТИПАССАТЫ

В классической теории тропической циркуляционной ячейки Гадлея термин «антипассаты» использовался для обозначения оттока воздуха из низких широт в верхней тропосфере. Эти течения, согласно модели, на экваториальной стороне циркуляционной ячейки находятся на высоте 8—12 км. По мере удаления в направлении от экватора они медленно опускаются и к 25—30° снижаются до 4—6 км. Здесь эти течения попадают под влияние силы Кориолиса и, отклоняясь от первоначального направления, становятся чисто западными геострофическими.

Название «антипассаты» очень неудачно, ибо с ним ассоциируется понятие о ветрах, подобных по своему характеру пассатам. Однако имеющиеся сейчас аэрологические данные показывают, что непрерывных и регулярных антипассатных ветров
в природе не существует. Более того, карты барической топографии свидетельствуют о том, что градиент геопотенциала
между экватором и широтами около 20° на уровнях 200 и
300 мбар, который бы обусловливал антипассаты, часто отсутствует. Многие наблюдения не подтверждают также наличия
движения к полюсам или с запада на восток на этих уровнях
в полосе 0—20°. Во всяком случае чаще там наблюдаются
ветры других направлений.

Воздушные течения на верхних уровнях подвержены сильным сезонным изменениям. Отмечаются также существенные различия воздушных течений на разных долготах. Лучше всего воздушные течения соответствуют старой модели непрерывных и регулярных антипассатов над западными частями океанов, особенно в южном полушарии в холодную половину года. Над континентами вообще никакой регулярности не наблюдается.

Реальная картина распределения наиболее четко прослеживаемых воздушных течений в верхней тропосфере выглядит следующим образом. Субтропическое струйное течение с сильными западными ветрами на уровне 200 мбар в южном полушарии наблюдается в течение всего года на широтах 25—30°. Аналогичное струйное течение в северном полушарии наблюдается только зимой на широтах 30—35°. Летом оно сменяется сильным тропическим восточным струйным течением над Азией и Африкой на широте примерно 10°. Тропическое восточное струйное течение над южным полушарием на уровне 200 мбар наблюдается также летом (в январе) между широтами 10 и 20° над Африкой, Южной Америкой и Австралией. Из сказанного следует, что реальные воздушные течения в верхней части тропосферы большей части тропиков далеки от антипассатов.

Там, где ветры, напоминающие по своему характеру антипассаты, все же наблюдаются, они сохраняют меридиональную составляющую только до широты 16—20°. В более высоких широтах не обнаруживается признаков смещения воздуха к по-

люсу в верхней части тропосферы.

5.5. ТРОПИЧЕСКИЕ ВОЗМУЩЕНИЯ

В тропической зоне системы циркуляции, обнаруживаемые на картах погоды, значительно слабее, чем в умеренных и высоких широтах (исключение составляют тропические циклоны). Для составления прогнозов погоды на основе синоптического метода очень важно не только быстро и надежно распознавать эти системы, но и следить за их развитием и движением.

Во многих тропических районах сезонные и суточные колебания погоды выражены столь отчетливо (т. е. отмечаются регулярные циклы), что представляется наиболее правильным составлять прогнозы, основываясь именно на этих регулярных ее изменениях. Вместе с тем здесь иногда наблюдаются довольно значительные отклонения от регулярных циклов, которые трудно объяснить действием каких-либо локальных причин. Эти отклонения захватывают большие районы и продолжаются достаточно долгое время. При этом все сезонные и суточные колебания сглаживаются. Такие нарушения обычного режима погоды связаны с возникновением упоминавшихся выше тропических возмущений.

Возмущения основного течения приводят к возникновению циркуляционных объектов синоптического масштаба, имеющих различную форму, интенсивность и продолжительность существования. Назовем эти возмущения синоптическими объектами

низких широт и рассмотрим их классификацию.

Синоптические объекты низких широт можно классифицировать по разным признакам: по географической локализации, геометрическим формам, интенсивности и др. Можно также их классифицировать по комплексу признаков. В этом случае все синоптические объекты делятся на две большие группы: 1) объекты, которые встречаются во многих районах, хотя и несколько отличаются друг от друга по интенсивности, геометрическим формам и по некоторым другим менее значительным признакам (например, тропические циклоны); 2) объекты, которые наблюдаются только в одном или двух районах, а если и наблюдаются во многих районах, то существенно отличаются друг от друга по своим характеристикам (например, линии возмущения). К этой группе относятся также объекты, которые не всегда представляется возможным обнаружить на карте (например, облачные скопления).

В оперативной работе легче всего отличать синоптические объекты друг от друга по тому, как они выглядят на картах

погоды, т. е. по их геометрическим формам.

Часть синоптических объектов хорошо распознается на картах погоды или по крайней мере при определенных условиях их можно обнаружить и проследить за их дальнейшим развитием. Такие объекты удобно разделить на три большие группы по их геометрическим формам:

1) вихри,

2) волнообразные возмущения,

3) линейные системы.

Следует иметь в виду, что на разных стадиях жизненного цикла возмущения, возникшие под воздействием одних и тех же физических процессов, могут иметь разные геометрические формы и, наоборот, возмущения, возникшие под воздействием различных физических процессов, могут иметь одинаковую геометрическую форму.

1. Вихри (замкнутые циркуляции).

Циклоны. Тропические циклоны как синоптические объекты легко распознаются на картах погоды, однако нельзя считать, что их природа хорошо изучена. Здесь термин «тропический циклон» будет использоваться в общем смысле для обозначения любого циклонического вихря в тропической тропосфере. Изучение некоторых типов тропических циклонов началось очень давно. Само слово «циклон» как синоптический объект было введено в метеорологию в связи с изучением тропических штормов. В основу первых классификаций тропических циклонов была положена их интенсивность, мерой которой служила

максимальная скорость ветра. В основу рассматриваемой здесь классификации циклонов положим не только их интенсивность, но и различия общей структуры и физических процессов, происходящих в пределах действия циклонов. С этой точки зрения циклоны можно разделить на два класса: к первому классу относятся циклоны, интенсивность которых наибольшая у поверхности земли и убывает с высотой (приземные циклоны); ко второму классу — циклоны, интенсивность которых малая внизу и возрастает с высотой (высотные циклоны). Первые имеют теплую центральную часть, а вторые — холодную. Каждый класс характеризуется широкими спектрами размеров и интенсивностей.

Приземные циклоны по интенсивности изменяются в широких пределах (от слабых завихрений до жестоких ураганов и тайфунов). Их происхождение, как сейчас полагают, связано с интенсификацией синоптических возмущений в экваториальной ложбине. Не исключено, что они могут образоваться путем трансформации циклонов с холодной центральной частью. Выделение скрытой теплоты конденсации в процессе конвекции—главная причина образования и поддержания жизни циклонов с теплой центральной частью. Перемещаются они преимущественно к западу с небольшой составляющей, направленной к полюсу (см. гл. 6).

Высотные циклоны также изменяются по интенсивности. Некоторые из них, по-видимому, зарождаются еще в средних широтах и затем приходят в тропики, но есть и такие, которые возникают в верхней тропосфере низких широт (имеют полностью тропическое происхождение). В этой стадии они как вихри часто не прослеживаются ниже 6—8 км. Под ними обнаруживается только слабое волнообразное возмущение.

С высотными циклонами связаны общирные области верхней и средней облачности. Для них характерна несколько повышенная конвекция. При их интенсификации может появиться вихрь (замкнутая циркуляция) у поверхности (интенсификация сопровождается значительным увеличением конвекции). В конечной стадии развития опять-таки, вероятно, в результате воздействия конвекций высотные циклоны прогреваются в центре и становятся циклонами первого класса, т. е. с теплой центральной частью.

Высотные циклоны перемещаются обычно медленно и не имеют четко выраженного направления. Нередко в течение нескольких суток они остаются квазистационарными. В летнем полушарии они чаще движутся к западу и реже — к востоку, а в зимнем полушарии — наоборот. Меридиональная компонента движения чаще направлена к полюсу, реже — к экватору.

Иногда обнаруживаются вихри, которые имеют черты, сходные с вихрями как первого, так и второго класса. Они наблюдаются в средней тропосфере и связаны с особенностями распре-

деления основного потока. Например, если наблюдаются внизу восточные, а наверху западные потоки, то в зоне их обращения (где-то в средней тропосфере) появляется замкнутый вихрь.

Следует отметить, что вертикальную изменчивость возму-

щения можно выявить только путем расчетов.

За эволюцией и перемещением тропических циклонов можно проследить, если они находятся в поле зрения наблюдений (сети станций или спутников). О приближении циклона можно судить по облачности, ветру, барическим тенденциям. Однако проблема предсказания движения циклонов все еще далека от решения, так как траектории их движения имеют очень сложный характер.

Антициклоны. Антициклонические возмущения в тропиках имеют малую интенсивность. Относительный вихрь скорости в антициклонах синоптического масштаба редко превышает значение параметра Кориолиса *l*. Антициклоны, как и циклоны, можно разделить на два класса: к первому классу относятся антициклоны, наиболее развитые у поверхности земли и исчезающие с высотой (приземные); ко второму — антициклоны, наиболее развитые на высотах (высотные).

Высотные антициклоны появляются наиболее часто в летнем полушарии и редко обнаруживаются ниже 5—7 км. Они имеют теплую центральную часть, что является результатом двух процессов: оседания воздуха в центральной части (адиабатический нагрев) и конвекции (нагрев вследствие выделения скрытой теплоты конденсации). Соответственно высотные антициклоны можно разделить на два подкласса: динамические и термические антициклоны.

Для каждого подкласса антициклонов характерна определенная погода. При динамических антициклонах почти полностью отсутствуют облака среднего и верхнего ярусов. Наблюдается лишь небольшое количество кучевых облаков, возникающих вследствие «приглушенной» конвекции, которая сопровождает такие антициклоны. Термические антициклоны сопровождаются сильной конвекцией и связанными с ней облачными образованиями среднего и верхнего ярусов, возникающими в результате трансформации кучевообразных облаков.

Приземные антициклоны наблюдаются главным образом летом северного полушария в тех районах, где экваториальная ложбина смещена более чем на 10° от экватора. Они иногда обнаруживаются в западной части Тихого океана к северу от экватора, а также в тропической части Северной Атлантики и над Западой Африкой.

Приземные антициклоны не прослеживаются уже на карте AT_{500} . Перемещаются они преимущественно к западу. Для них

характерна более чем умеренная конвекция.

2. Волнообразные возмущения. Наиболее полно исследовались два типа волнообразных возмущений в тропиках: восточные

волны Карибского района и экваториальные волны Тихого океана. Есть основания полагать, что это не разные явления, а только различное проявление одного и того же процесса волнообразных возмущений в восточных потоках: они наблюдаются на разных широтах, и основное течение, которое они возмущают, имеет разные характеристики.

Восточные волны. Эти волнообразные возмущения возникают на экваториальной стороне субтропического пояса высокого давления. У поверхности земли они выражены слабо и

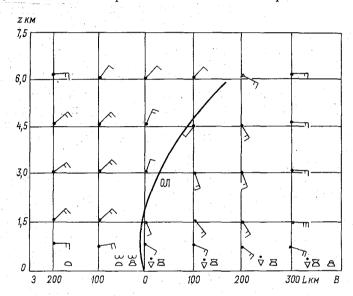


Рис. 5.9. Схема восточной волны (по Рилю). Вертикальный разрез ветрового поля и погода у поверхности земли.

ОЛ — ось ложбины.

лучше обнаруживаются на высотах. Об этих волнах стало известно только после накопления достаточного количества аэрологических данных. Восточные волны — явление средней тропосферы, хотя они оказывают определенное влияние на погоду в целом в том районе, где они обнаруживаются. С ними связаны определенные облачность и осадки, а также изменения давления и в какой-то степени ветра у поверхности земли. Сама же волна есть возмущение ветрового поля (рис. 5.9). Эти волны нередко дают начало тропическим циклонам.

Сначала восточные волны изучались на основе данных, полученных с сети станций, открытых в районе Карибского моря во время второй мировой войны. На этих станциях главным образом производились наблюдения за ветром. Еще до открытия станций здесь было обнаружено довольно определенное смеще-

ние изаллобарических центров у поверхности земли — по правильным траекториям с востока на запад. Анализ высотных данных показал, что изаллобарические центры у поверхности земли смещаются синхронно с двигающимися к западу волнообразными колебаниями в восточном потоке. Согласно временным разрезам, за время прохождения волны через какой-либо пункт прослеживаются два гребня и одна ложбина. Средняя скорость движения восточных волн 20—25 км/ч, а средняя длина волны около 15° долготы.

В большинстве случаев впереди волны наблюдается дивергенция в нижних слоях и конвергенция на высотах, что обуслов-

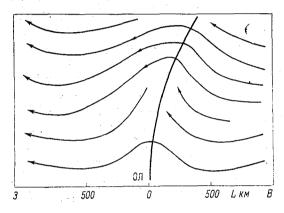


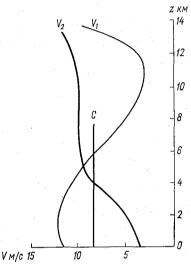
Рис. 5.10. Схема линий тока в восточной волне на уровне 850 мбар.

ОЛ — ось ложбины.

ливает опускание воздуха и «приглушенную» конвекцию. За волной наблюдается конвергенция в нижних слоях и дивергенция на высотах, что способствует развитию проникающей конвекции и образованию сильных ливней и гроз. Такое же распределение условий погоды отмечается в случаях, когда на высотах поле бездивергентное. В редких случаях наблюдается обратное распределение дивергенции, т. е. конвергенция в нижних слоях впереди волны и дивергенция в нижних слоях в ее тыловой части.

Распределение дивергенции в этих волнах объясняется следующим образом. Допустим, что волна устойчива и перемещается с некоторой постоянной скоростью С. Рассмотрим систему линий тока в восточной волне на уровне 850 мбар (рис. 5.10). Предположим, что волна синусоидальна. В правой (восточной) части волны меридиональное смещение частиц воздуха направлено к северу, т. е. частицы перемещаются в область с большими значениями параметра Кориолиса l.

Согласно наблюдениям, частицы воздуха в нижних слоях чаще всего движутся быстрее волны, затем скорость движения частиц воздуха V с высотой убывает, на уровне около 6 км скорости выравниваются (V=C), а выше — частицы движутся медленнее волны (V < C). Это так называемое нормальное распределение скорости ветра (рис. 5.11, кривая V_1). В отдельных случаях может наблюдаться обратное распределение скоростей ветра по высотам (рис. 5.11, кривая V_2). Допустим, что частицы воздуха движутся быстрее, чем волна. Тогда они, догоняя ось ложбины, попадают в область увеличивающейся циклонической кривизны (см. рис. 5.10) (вблизи оси ложбины циклоническая кривизна больше, чем в том месте, откуда частицы двигаются).



Согласно выражению для относительного вихря скорости в натуральных координатах

$$\Omega = \frac{V}{R} - \frac{\partial V}{\partial n}, \qquad (5.5.1)$$

где R — радиус кривизны, и, учитывая малое значение $\frac{\partial V}{\partial n}$

Рис. 5.11. Изменение скорости основного потока V_1 и V_2 с высотой по сравнению со скоростью смещения волны C.

 V_1 — «нормальное» для восточной волны изменение ветра с высотой, V_2 — «обратное» изменение ветра с высотой.

(рис. 5.10), можно считать, что значение относительного вихря главным образом определяется кривизной потока. Следовательно, в догоняющем ложбину потоке относительный вихрь будет увеличиваться.

Воспользуемся уравнением вихря

$$\frac{d\Omega_{a}}{dt} = -\Omega_{a}D, \qquad (5.5.2)$$

где $\Omega_{\rm a}$ — абсолютный вихрь, положительный в северном полушарии, D — дивергенция.

Как видно из рис. 5.10, справа от оси ложбины $\frac{d\Omega_a}{dt}>0$, тогда согласно (5.5.2) D<0, т. е. в тылу ложбины возникает конвергенция. Аналогичные рассуждения приведут нас к тому, что слева от оси ложбины, т. е. в передней части, возникает дивергенция.

Теперь рассмотрим случай, когда скорость основного течения меньше скорости волны. Гребни и ложбина «догоняют» воз-

дух, находящийся к западу от них. Тогда столб воздуха, находящийся впереди ложбины, приближается к оси ложбины и смещается с южной составляющей (рис. 5.12), а столб воздуха в тылу ложбины удаляется от ее оси и смещается с северной составляющей. Приближение оси ложбины к рассматриваемому столбу воздуха увеличивает в нем относительный вихрь, но, поскольку столб воздуха смещается к югу, где меньше кориолисов параметр, величины l и Ω могут компенсировать друг друга. Тогда $\frac{d\Omega_a}{dt} \approx 0$. В тыловой части волны столб воздуха движется к северу, где l больше, но при этом уменьшается Ω . Следовательно, и здесь величины l и Ω могут компенсировать друг друга. Абсолютный вихрь останется неизменным. Волна в этом случае становится бездивергентной.

Рис. 5.12. Схема относительного движения воздуха в восточной волне (при C > V) в передней части ложбины (a) и в тылу ложбины (b)



Однако может случиться и так, что величины l и Ω друг друга не компенсируют. Если оказывается, что величина Ω изменяется быстрее, чем величина l, то при нормальном распределении скорости ветра с высотой в передней части волны на высотах возникает конвергенция, а в тыловой части — дивергенция.

Экваториальные волны. В годы усиленного испытания атомного оружия Соединенными Штатами Америки в районе Маршалловых островов была создана довольно густая сеть аэрологических станций. Данные наблюдений этой сети станций позволили обнаружить волны, сходные с восточными. Поскольку они располагались вблизи экватора, их назвали экваториальными. Хотя эти волны сходны с восточными волнами Карибского района, но у них есть и различия.

В зависимости от свойств основного потока различают два типа экваториальных волн: 1) волны в бездивергентном восточном потоке и 2) волны в конвергирующем восточном потоке.

Первый тип волн возникает в восточном потоке, скорость которого у экватора не превышает 2,5 м/с, но линейно возрастает по направлению к высоким широтам и на широте около 15° может достигать 10 м/с. Первоначально (т. е. когда поток еще не возмущен) линии тока и изотахи параллельны друг другу. Возникающие в таком потоке волны движутся медленнее основного потока, фазы траекторий и линий тока совпадают. Будем условно называть передней ту часть волны, в которой

воздух движется с некоторой составляющей, направленной к югу, а тыловой — ту часть, где воздух движется с некоторой составляющей, направленной к северу (по аналогии с восточными волнами). Тогда в передней части волны в северном полушарии наблюдается дивергенция, а в южном — конвергенция; в тыловой части волны в северном полушарии наблюдается конвергенция, а в южном — дивергенция (рис. 5.13).

Второй тип волн возникает в восточном потоке, скорость которого у экватора также не превышает 2,5 м/с, однако в направлении высоких широт она возрастает не обязательно линейно. Кроме того, первоначально линии тока не параллельны друг другу и сходятся в направлении экватора. Не параллельны друг другу и изотахи. Обычно в таком потоке возникает серия или цепочка волн с малыми амплитудами, причем волна с наибольшей амплитудой и наименьшей длиной занимает крайнее

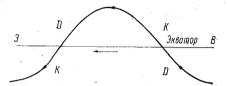


Рис. 5.13. Распределение дивергенции (D) и конвергенции (K) у экваториальной волны.

западное положение; к востоку амплитуда постепенно уменьшается, а длина волны увеличивается. Поле дивергенции имеет более сложный характер. В крайней к востоку волне центры дивергенции и конвергенции в обоих полушариях находятся далеко от экватора (на 10—15° широты). По мере смещения к западу эти центры сближаются, причем интенсивность конвергенции возрастает, а интенсивность дивергенции ослабевает. Скорость перемещения этих волн примерно такая же, как скорость движения восточных волн в районе Карибского моря, а амплитуда в среднем существенно меньше.

Возмущение в поле давления, связанное с экваториальными волнами, обычно очень мало и его не удается обнаружить на картах погоды.

Еще одно обстоятельство, связанное с экваториальными волнами, заслуживает упоминания: поскольку эти волны совпадают с экватором, то их гребни и ложбины могут быть на противоположных сторонах экватора, а потому и те и другие могут представлять единую циркуляцию (например, циклоническую).

Наведенные волны. Волнообразные возмущения в восточных течениях средней тропосферы вызываются (наводятся) возмущениями в верхней тропосфере. Один пример мы уже рассматривали, когда речь шла о том, что высотный циклон часто не распространяется до земли, как вихрь, но его присутствие указывается циклонической волной в нижнем восточном течении.

Этот тип волн наиболее характерен для летнего полушария. Подобные явления часто отмечаются и в зимнем полушарии, но под ложбинами в западных потоках верхней тропосферы, которые располагаются над более низким восточным течением. Для этого типа волн было предложено название «полярная ложбина».

Наведенные волны в восточных потоках в некоторой степени подобны восточным волнам по размеру и характеру погоды. Наиболее существенное различие заключается в том, что они движутся беспорядочно, а не строго к западу, как это характерно для восточных волн. Их движение обусловлено смещением высотного циклона или ложбины в западном потоке, а последние могут двигаться слегка к западу, стоять на месте или немного смещаться к востоку. По наземным данным определить движение этих волн невозможно.

Значительно реже наблюдаются волны антициклонического типа, наведенные высотным антициклоном.

Тропические волны. Волнообразные возмущения, возникающие в высотных потоках над Восточной Африкой. Для них характерна неустойчивая погода с осадками, обусловленная неустойчивой стратификацией или конвергенцией. Представляется, что неустойчивость стратификации и конвергенция создаются ложбиной в верхнем потоке, который формируется в развивающейся волне на холодном фронте во внетропических широтах. Эти возмущения даже вблизи экватора перемещаются с запада на восток. Они по размерам сравнимы с небольшими ложбинами или циклонами умеренных широт и движутся медленно. Под их влияние обычно попадает значительная часть экваториальной Восточной Африки на срок до 3 дней.

3. Линейные системы. К этой категории отнесены различные виды синоптических систем, в которых завихренность или дивергенция (или то и другое вместе) имеет тенденцию концентрироваться вдоль линии (или зоны), длина которой намного больше, чем ширина. В таких зонах чаще всего с циклонической завихренностью связана конвергенция, а с антициклонической—

дивергенция.

Линия возмущения. С этими линиями часто связаны шквалы и другие явления неустойчивости, которые перемещаются с востока на запад по территории Западной Африки. По высотным данным такие возмущения практически ничем не подтверждаются ни в поле ветра, ни в поле давления. На приземных картах погоды они напоминают линии неустойчивости умеренных широт. Обнаруживать эти линии заранее весьма важно с точки зрения возможности предупреждения о возникновении опасных условий погоды. Однако пока еще очень мало известно об этих системах и особенно об их эволюции и перемещениях. Очень трудно давать прогнозы интенсивности, времени и места возникновения связанных с ними шквалов и гроз. Отсутствует

также классификация этих систем по продолжительности их существования, направлению движения и интенсивности.

Проникновение холодных фронтов в тропики. Холодные фронты, возникшие в высоких широтах, иногда проходят сквозь субтропический пояс высокого давления, особенно когда один из отрогов высокого давления развит значительно сильнее, чем следующий за ним антициклон, располагающийся восточнее. На экваториальной стороне пояса высокого давления, по крайней мере в нижних слоях, фронты захватываются восточной циркуляцией и могут там оставаться в течение длительного времени.

Во фронтальной зоне такого типа возникают цепочки более или менее непрерывных облаков, которые, как правило, имеют небольшую мощность. В ней могут выпадать ливневые осадки и даже обложные (узкими полосами). В этой зоне наблюдается небольшой поворот ветра и ложбинообразное распределение давления, хотя его временной ход часто замаскирован суточной волной давления.

Эти системы обусловливают короткие периоды плохой погоды только в береговой зоне (на наветренном берегу). Они не могут проникать далеко на континент, по крайней мере на суше проследить их не удается, ибо сразу же накладывается более сильный эффект конвекции и орографии.

Специально проведенные зондирования атмосферы с целью исследования термической структуры этих систем показали, что они лишены заметного температурного и влажностного контраста. Например, в отличие от восточных волн, они наблюдаются в нижней тропосфере, верхняя часть фронта обычно обрывается западными потоками и уносится ими прежде, чем вся система проникнет в низкие широты. В тропической зоне эти оторванные верхние части, т. е. верхние ложбины, наблюдаются только на границе с субтропиками, в частности в Северной Индии, Южном Китае и в меньшей степени в районе Карибского моря и Северной Африке. Они могут также иногда способствовать образованию ложбин в экваториальных потоках, о чем уже говорилось выше.

Полярный воздух при проникновении через субтропический пояс высокого давления оседает и, кроме того, нагревается внизу от подстилающей поверхности так, что образованные им фронты обычно бывают очень слабыми и носят, как говорят, остаточный характер. Однако иногда при хорошем полярном вхождении все характеристики нормального холодного фронта умеренных широт могут войти в экваториальную область. Такие явления

характерны для зимнего полушария.

Линии сдвига. Когда полярный фронт проникает в тропики, разрыв плотности почти сглаживается из-за опускания воздуха и нагрева от подстилающей поверхности. Часто от фронта остается лишь разрыв (сдвиг) ветра. Линии, вдоль которых наблюдается разрыв горизонтальной скорости ветра, получили название линий сдвига. Практически это относится только к зонам циклонического сдвига, т. е. к остаткам от фронта.

Зоны антициклонического сдвига встречаются реже и с точки

зрения влияния на погоду интереса не представляют.

Встречаются два типа линий сдвига. Один тип представляет собой линию, разделяющую два течения противоположного направления (рис. 5.14~a). Другой тип — линия, разделяющая два одинаково направленных течения, имеющих разные скорости (рис. 5.14~b).

Линии сдвига первого типа часто встречаются в верхней тропосфере летом между теплыми антициклонами. Воздух в райо-

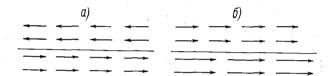


Рис. 5.14. Линии сдвига ветра первого (a) и второго (б) типов.

нах таких линий, как правило, холоднее воздуха в окружающих районах. Это обусловлено, вероятно, восходящими движениями. С ними связаны обширные области верхней и средней облачности, а иногда они сопровождаются значительной конвекцией. Нечто подобное наблюдается и в нижней тропосфере в окрестности экваториальной ложбины, когда последняя смещена далеко к северу.

Второй тип линий сдвига встречается крайне редко, и в литературе есть лишь упоминание о нем без какой бы то ни было детализации.

Отметим также, что, согласно уравнению вихря скорости (5.5.2), дивергенция обратно пропорциональна величине сдвига (5.5.1) и прямопропорциональна скорости его изменения. Для квазипрямолинейного потока постоянный сдвиг соответствует D = 0 и не вызывает изменения погоды. В случае меняющегося во времени сдвига даже небольшие его значения обусловливают существенную дивергенцию (конвергенцию) и, следовательно, изменение погоды.

5.6. МУССОНЫ

Над огромными океаническими пространствами сезонные изменения тропической циркуляции проявляются лишь в виде небольших широтных смещений и малых колебаний интенсивности отдельных звеньев циркуляции, а общий характер остается

одинаковым в течение всего года. Совсем иная картина прослеживается над тропическими континентами и примыкающими к ним морями, где с четким сезонным ритмом происходят значительные изменения циркуляции. Роль континентов заключается в том, что они обусловливают более существенные сезонные изменения температуры воздуха по сравнению с океанами. Если океаны поглощают, накапливают тепло и течениями переносят его в более высокие широты, то континенты действуют по иному принципу: поверхность их быстро нагревается и немедленно отдает тепло прилегающим слоям воздуха (механизм передачи тепла хорошо известен из курсов общей и динамической метеорологии). В летние месяцы на широтах 15—25° приток солнечной радиации огромен и потому поверхность почвы и прилегающие к ней слои воздуха разогреваются до очень высоких температур. В результате прогрева воздуха в начале лета над континентами в указанных широтах формируются термические депрессии (области пониженного давления), которые постепенно берут на себя некоторые функции экваториальной ложбины, образуя новую область конвергенции. При этом ложбина вблизи экватора меняет свою структуру и становится менее интенсивной. Пассаты зимнего полушария пересекают экватор, замедляются и создают зону вторичной конвергенции (см. п. 5.2), а затем воздух устремляется в область пониженного давления над континентами.

Зимой на континентах в той же полосе широт наблюдаются сравнительно низкие температуры, что приводит к повышению давления у поверхности земли и восстановлению ветров, аналогичных пассатам, хотя эти ветры бывают не столь устойчивы как по скорости, так и по направлению.

Таким образом, над тропическими континентами и прилегающими к ним районами океанов происходит полугодовая смена ветров. В ряде мест такая смена проявляется очень отчетливо. Ветры, сезонное обращение которых выражено четко и смена направления превосходит определенный минимальный угол, обычно называют муссонами. Из множества определений муссонов наиболее распространенным является определение С. П. Хромова: «Муссон — макромасштабный режим воздушных течений над значительной частью земной поверхности, отличающийся высокой повторяемостью одного преобладающего направления ветра в течение как зимнего, так и летнего сезона, но с резким изменением этого преобладающего направления (на противоположное или близкое к противоположному) от одного сезона к другому».

На рис. 5.15 показаны районы земного шара, подверженные воздействиям муссонов. В этих районах живет более половины населения земного шара, причем большая часть его занимается сельским хозяйством. Здесь муссон не просто сезонная смена ветра, он — источник жизни и благополучия.

Классическая теория муссонов выделяет термические условия как основную причину их возникновения. Этим она более или менее удовлетворительно объясняет наиболее общие характерные черты муссонной циркуляции. Однако муссоны не везде развиваются одинаково. Их развитие зависит от формы континентов, от рельефа, а также от условий циркуляции в верхней тропосфере. Поэтому при изучении муссонов необходимо использовать региональный подход.

Рассмотрим наиболее ярко проявляющиеся азиатский и аф-

риканский муссоны.

Азиатский муссон. Азия — самый большой материк земного шара. С востока и юго-востока он омывается Тихим океаном,

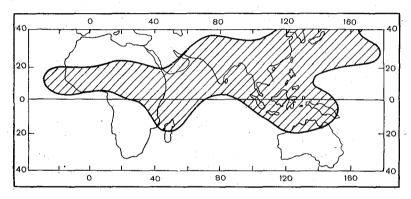


Рис. 5.15. Распределение по территории муссонной циркуляции (по Рамеджу).

а с юга — Индийским океаном. С юга и юго-востока его окружает множество больших и малых островов. В Азии в тропической зоне создаются предпосылки для развития определенного устойчивого циркуляционного режима, характеризующегося преобладанием ветров одного направления зимой и почти противоположного летом. Такие сезонные вариации устойчивой циркуляции (муссоны) хорошо выражены над огромными территориями, простирающимися от Пакистана на западе до Японии на востоке (рис. 5.15 и 5.16). Образованию и развитию азиатского муссона благоприятствует также наличие на континенте высокого и общирного горного массива Тибета, который протянулся с запада на восток. Тибет является естественным разделом между тропическими и полярными воздушными массами.

Зимой северного полушария над северной частью Азиатского континента образуется обширная область повышенного давления большой интенсивности с центром между 40 и 60° с. ш., известная как сибирский антициклон. Радиационное выхолаживание, способствующее очень сильному понижению температуры, поддерживает существование антициклона в течение

длительного времени. Отток воздуха из антициклона к югу и юговостоку происходит через Корею, Китай и Японию. Воздушные массы, вытекающие из сибирского антициклона, конвергируют на широте 15—20° над Южно-Китайским морем с северо-восточными потоками с Тихого океана, часто образуя фронтальные разделы, так как континентальная воздушная масса, как правило, оказывается намного холоднее воздуха с Тихого океана. Два воздушных течения постепенно сливаются на своем пути к юго-западу, где они образуют северо-восточный муссон Ма-

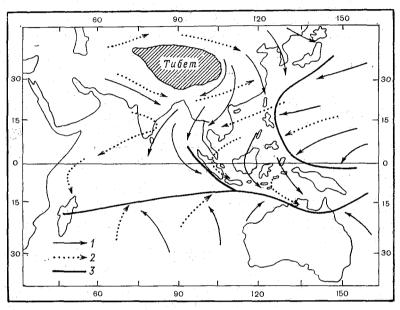


Рис. 5.16. Зимний азиатский муссон.

1 — ветры у поверхности земли, 2 — ветры на уровне 700 мбар, 3 — положение ВЗК.

лайзии. После пересечения экватора над Индонезией они обращаются в западные потоки, устремляющиеся к ВЗК, лежащей на 10—15° южнее экватора над северной Австралией (рис. 5.16).

На рис. 5.16 четко прослеживается различие ветра у поверхности земли и на уровне 700 мбар над юго-восточной частью континента, которое свидетельствует о том, что зимний азиатский муссон охватывает довольно тонкий слой атмосферы вблизи района своего зарождения. Это подтверждает его термическое происхождение. Над большей частью азиатского континента ветры на уровне 700 мбар западные. Они огибают Тибетско-Гималайский массив с юга и севера, хотя основной поток проходит южнее этого массива. На восточной стороне горного массива обе ветви течения объединяются в единую струю, которая

достигает Японии. Южнее, где зимний муссон сливается с северотихоокеанским пассатом, он достигает уровня 700 мбар. Примечательным является то, что зимний азиатский муссон редко захватывает Северную Индию. Здесь у земли и на высотах наблюдаются главным образом западные ветры. Естественный горный барьер Тибетско-Гималайского массива не пропускает в Индию воздух умеренных широт. Южная Индия (южнее 30° с. ш.) также испытывает влияние зимнего муссона, но здесь он довольно слабый и приносит воздух неполярного происхождения. Поэтому в Индии термин «муссон» обычно употребляется применительно к летним ветрам и особенно к сопровождающим эти ветры дождям.

Зимний азиатский муссон несет сухой холодный устойчивый воздух из области сибирского антициклона. С выходом на сравнительно теплый океан этот воздух быстро трансформируется. Вследствие контакта с относительно теплой поверхностью океана его нижние слои быстро нагреваются и увлажняются. Над Южно-Китайским морем воздушные массы континентального происхождения смешиваются с теплыми устойчивыми массами, поступающими с Тихого океана. В результате формируется совсем новая воздушная масса, обладающая всеми свойствами теплого морского воздуха. Она становится похожей на воздух пассатной зоны. В ней иногда даже прослеживаются инверсии. Когда такой воздух достигает Индокитая и Малайзии, в нем уже не остается следов его первоначального происхождения. Однако продолжая далее трансформироваться, над Индонезией он становится чисто экваториальным — влажным теплым и неустойчивым.

Объяснить возникновение и развитие летнего муссона над Азией намного сложнее. Не вызывает сомнения, что он также имеет термическое происхождение, однако ход его развития в начале лета показывает, что дело не только в термической депрессии, образующейся над континентом. Эта депрессия располагается на северо-западе Индии, а муссон развивается сначала над Южным Китаем, а затем распространяется на Бирму и только через месяц появляется над Индией. В апреле и мае осадки в основном выпадают над Южным Китаем и Бирмой. В Индии они отсутствуют, а температура в мае достигает максимального значения. Затем в конце мая — начале июня (в пределах трех недель) происходит вторжение муссона, часто сопровождаемое шквалами и небольшими, но интенсивными циклонами на переднем крае муссона. После первой «вспышки», которая приносит осадки к южной оконечности полуострова Индостан, муссон более «спокойно» продвигается по направлению к Гималаям и в северо-западную часть Индии и Пакистан. В долине Инда дождливый сезон продолжается не более месяца. Изменчивость осадков от года к году очень велика. Отклонения осадков от нормы могут достигать 20-25 %.

Термической депрессией, образующейся в начале лета, нельзя объяснить, почему муссон сначала приходит в Южный Китай и Бирму, а потом в Индию. Неясно также, почему в Индии он сначала появляется в виде вспышки. Вероятно, объяснение следует искать в орографических особенностях этого района, в частности в существенном влиянии Тибетско-Гималайского

горного массива.

Зимой значительная часть пояса западных ветров располагается южнее Гималаев. Даже на высоте 8 км линии тока следуют очертанию гор, которые придают потоку ложбинообразный характер. Такая циркуляция обусловливает образование меридионально расположенной высотной ложбины в районе Бенгальского залива. В начале теплого сезона эта ложбина способствует образованию восточных ветров на высотах над Южным Китаем и Бирмой, но не над Индией, которая лежит к западу от оси ложбины. Между тем восточные потоки на высотах играют важную роль в процессе установления летнего муссона. Они представляют собой верхние возвратные течения в направлении экватора и потому являются частью циркуляции летом над Азией. До тех пор пока над Индией в верхней тропосфере преобладают западные течения, муссон здесь не получает развития. Но в конце мая — начале июня высотные западные потоки внезапно смещаются к северу за Тибетское плато, а меридионально расположенная высотная ложбина занимает более западное положение (ось ее проходит около 75° в. д.). Сейчас же над Северной Индией устанавливаются верхние восточные потоки, открывая путь летнему муссону на нижних уровнях. В это время и наблюдается первая «вспышка» муссона, который захватывает Индию и Пакистан, а затем и всю Юго-Восточную Азию (рис. 5.17).

Скорости восточных потоков на высотах в летней муссонной циркуляции над Азией наибольших значений достигают в восточном тропическом струйном течении. Оно обычно располагается на высоте 12—15 км, а ось его находится на широте около

12°. Скорость ветра на оси струи достигает 60—80 м/с.

Горы и плоскогорья Центральной Азии благоприятствуют развитию летнего муссона над Индией не только путем отклонения высотных западных потоков к северу, но также и тем, что они являются важным источником тепла в верхних слоях тропосферы. Очень интенсивная солнечная радиация на плато обусловливает высокие температуры, тем самым углубляя и расширяя область низкого давления на севере Индии. Столь благоприятные условия делают индийско-бирманский летний муссон мощным воздушным течением. В июне и июле над Индией он достигает высоты 6 км, а над Бирмой даже 9 км. Далее к востоку, где влияние гор намного меньше, муссонные потоки отмечаются в более тонком слое. Над Японией муссон редко достигает 2 км.

Устойчивость азиатского летнего муссона по скорости и направлению в целом меньше, чем пассатов. Муссон часто носит пульсирующий характер: 3—10-дневные периоды сильных муссонов чередуются с такими же периодами более слабых муссонов.

Летний азиатский муссон приносит осадки. Во многих районах Южной и Восточной Азии большая часть годового количества осадков выпадает летом. Муссонные дожди тесно связаны

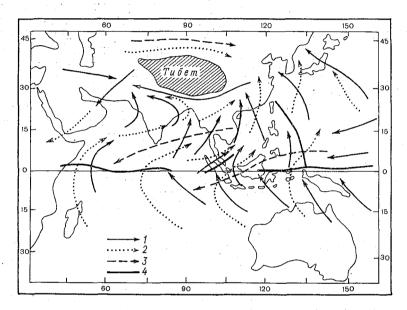


Рис. 5.17. Летний азиатский муссон. 1 — ветры у поверхности земли, 2 — ветры на уровне 700 мбар, 3 — ветры на уровне 500 мбар, 4 — положение ВЗК.

со свойствами воздушных масс, вовлеченных в муссонные по-Эти воздушные массы формируются главным образом в трех районах.

Первый район формирования находится в Индийском океане западнее 100° в. д. и южнее экватора. Из района формирования до экватора воздушные массы проходят тысячи километров над теплой поверхностью океана и становятся очень влаж-

ными, теплыми и неустойчивыми (рис. 5.17).

Второй район формирования муссонной воздушной массы находится в субтропической области высокого давления над Австралией восточнее 100° в. д. В районе формирования воздушная масса сухая и устойчивая. Она сохраняет эти свойства и над юго-восточными островами Индонезии, но по мере продвижения к западу становится более влажной и теряет устойчивость.

Граница между двумя рассмотренными воздушными массами (зона сходимости этих масс) часто обнаруживается над Малайзией, что способствует выпадению здесь большого количества осадков. Точное положение границы далеко не всегда удается установить, поскольку обе массы здесь уже имеют весьма сходные свойства.

Третий район формирования летнего азиатского муссона находится в Тихом океане. Здесь образуется ветвь муссона, которая проходит через Японию и северные районы Китая. В районе формирования эта воздушная масса влажная, теплая, но довольно устойчивая. Смещаясь над теплым океаном, она быстро трансформируется и становится неустойчивой. Зона ее слияния с воздушной массой, двигающейся от Австралии, лежит к востоку от Филиппин, но может простираться до юга Японии и даже до Кореи.

Все три воздушные массы после продолжительного контакта с теплой океанической поверхностью становятся влажными и неустойчивыми, потенциально способными дать большое количество осадков. Реализация этой способности наступает, как только воздух попадает в зону конвергенции или вовлекается в какое-либо тропическое возмущение. Осадки могут образоваться также под влиянием орографии.

Следует подчеркнуть, что конвергенция и возмущения тесно связаны друг с другом и, кроме того, на них может оказывать влияние орография. Орография, например, может способствовать образованию конвергенции, которая в свою очередь дает начало возмущению. Орография может также усиливать или ослаблять возмущения и давать начало новому возмущению. С другой стороны, любое возмущение всегда генерирует конвергенцию (дивергенцию) воздушных потоков по крайней мере в нижних слоях тропосферы. Внутри самого муссонного потока всегда можно найти условия для конвергенции и образования возмущений. Возникая в муссоне, возмущения перемещаются вместе с ним и обусловливают выпадение осадков. Цепочка событий выглядит так: муссон несет влажный неустойчивый воздух, в нем возникают возмущения, восходящие движения в которых приводят к образованию облаков и осадков, а при взаимодействии с орографией эти процессы усиливаются. С проходящими возмущениями и связана пульсация муссона. Обычно сильные дожди, связанные с возмущениями, сменяются несколькими днями спокойного течения муссона.

Азиатский муссон, охватывающий огромную территорию, в разных ее частях имеет некоторые региональные особенности. В целом зимний муссон сильнее в восточной части территории, а летний—в западной. На юго-востоке Азии вблизи экватора летний и зимний муссоны имеют примерно одинаковую интенсивность.

Африканский муссон. В муссонных циркуляциях над Африкой и Азией имеются два существенных различия. Во-первых, муссоны Африки намного меньше по площади и толщине. Сравнительно малые размеры африканского муссона объясняются небольшими сезонными широтными изменениями положения ВЗК, которые составляют не более 15° на западе и около 30° на востоке Африки, тогда как в Азии они составляют около 40°. Во-вторых, полярные воздушные массы не участвуют в формировании муссонов над Африкой, поэтому летние и зимние муссоны различаются в Африке по своим свойствам намного меньше, чем в Азии. Однако основная характеристика муссона — сезонная смена направлений ветра — существует почти во всех районах тропической Африки.

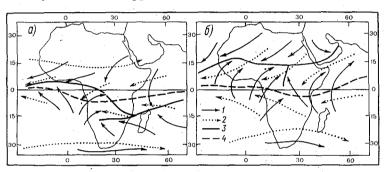


Рис. 5.18. Циркуляция над Африкой в январе (a) и июле (б).

1 и 2—ветры на уровнях 850 и 500 мбар, 3 и 4—положение ВЗК на уровнях 850 и 500 мбар.

Муссоны в западных и восточных районах Африки не одинаковы. На западе муссоны разных сезонов существенно отличаются по своим свойствам, так как формируются в разных воздушных массах; на востоке муссоны различаются только по направлению, а воздушные массы, в которых они формируются, по своим свойствам почти не различаются.

Рассмотренные региональные различия обусловлены главным образом формой Африканского континента: на западе огромная часть континента, расположенная севернее экватора, создает заметный контраст с морскими районами Гвинейского залива, а на востоке континент почти в равной мере простирается по обе стороны экватора, в результате чего подобные контрасты здесь отсутствуют.

В связи с тем, что рельеф Африки представляет собой в основном обширные плоскогорья и горы, будем рассматривать циркуляции на уровне 850 мбар.

Зимой северного полушария, когда ВЗК расположена вблизи экватора, западные районы Африки в значительной степени находятся под влиянием северо-восточного пассата (рис. 5.18).

Северо-восточные ветры преобладают до высоты 3 км и приносят насыщенный пылью, холодный, устойчивый воздух, формирующийся над пустынями. Эти ветры имеют местное название «харматан». В основном зимний сезон в западных районах Африки сухой, если не считать узкой полосы вдоль южного берега.

Летом примерно у 20° с. ш. вследствие высоких температур возникает термическая область пониженного давления. В связи с этим ВЗК медленно смещается к северу и в июле у земной поверхности располагается около 15° с. ш. (рис. 5.18). Юго-западные ветры вторгаются на континент, и именно это явление обычно называют муссоном. В муссонном потоке движется теплая и влажная воздушная масса, сформированная над Атлантикой. Большая часть дождей выпадает к югу от ВЗК (см. п. 5.2). Муссон на западе Африки (иногда его называют западноафриканским или гвинейским) наблюдается в сравнительно тонком слое. На уровне 500 мбар ВЗК остается в течение всего года у экватора.

В восточных районах Африки влияние континента сказывается по обе стороны от экватора и, как следствие, ВЗК смещается к северу от экватора летом северного полушария и к югу летом южного полушария. В январе она располагается около 15° ю. ш. и большая часть восточных районов Африки оказывается под воздействием северо-восточных ветров, которые после пересечения экватора становятся северо-западными. Эти ветры в основном несут воздух континентального происхождения, который не дает дождя над восточными районами Африки. В июле ВЗК оказывается у 15° с. ш., и на восточные районы Африки устремляется воздух с Индийского океана. Этот воздух тоже достаточно сух и не способствует выпадению осадков (предполагается, что воздушные массы, приходящие с Индийского океана, теряют влагу на крутых горных склонах Мадагаскара). Таким образом, оба муссона относительно сухие, и дожди выпадают только во время переходного сезона, когда проходит ВЗК.

5.7. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ДВИЖЕНИЙ РАЗЛИЧНОГО МАСШТАБА

Движения различных масштабов в тропической зоне взаимосвязаны друг с другом так же, как и в умеренных широтах. Их взаимодействие способствует обмену энергией между возмущениями различных масштабов, обусловливая развитие или затухание тропических возмущений.

У поверхности земли мелкомасштабное турбулентное трение обусловливает такой поворот ветра, который способствует притоку воздуха в центр циклона (к оси ложбины) или оттоку воздуха от центра антициклона (от оси гребня), т. е. создаются

обширные поля дивергенции (конвергенции) воздушных потоков. В результате идет заполнение циклонических и разрушение антициклонических возмущений. Этот процесс практически не отличается от аналогичных процессов в умеренных широтах.

Наблюдения показывают, что в ряде случаев над возмущениями в нижней тропосфере на уровне 200 мбар располагается верхнетропосферное восточное струйное течение. Оно способствует возникновению здесь крупномасштабной дивергенции (конвергенции). По выражению А. И. Фальковича, там образуется

верхний пограничный слой (ВПС).

Как следует из данных АТЭП, действие ВПС противоположно действию нижнего пограничного слоя. Если говорить о возмущениях во внутритропической зоне конвергенции, то эти возмущения носят циклонический характер. В то же время над ними в ВПС наблюдается антициклонический вихрь, благоприятствующий положительной дивергенции или «расходу массы». Создается такое положение, когда мелкомасштабное турбулентное трение в нижнем слое действует в одном направлении (например, стремится заполнить циклон), а в верхнем слое — в другом (например, стремиться углубить тот же циклон). Суммарное действие двух слоев приводит либо к сохранению возмущений, либо к их медленной эволюции. Разумеется, на эволюцию возмущения оказывают влияние не только эти два слоя, а вся крупномасштабная дивергенция тропосферы, сформированная суммарным действием возмущений всех масштабов. И все же формирование крупномасштабной дивергенции и ее распределение по высоте определяется главным образом верхним и нижним пограничными слоями.

Рассмотрим действие крупномасштабных движений. Пусть в какой-то промежуток времени на циклоническое возмущение действует только крупномасштабное движение. Энергетические расчеты, проведенные А. И. Фальковичем на основании данных АТЭП, показывают, что в очаге возмущения в слое от уровня моря до уровня 300 мбар крупномасштабные движения приводят к уменьшению потенциальной энергии на 1000—1300 Дж/см² в сутки, а выше, в слое 250—100 мбар, к ее увеличению на 400—500 Дж/см² в сутки. Иными словами, изобарические поверхности (а следовательно, и давление) в нижней части тропосферы должны понижаться, а в верхней—повышаться. Это значит, что циклоническое возмущение в нижней тропосфере и антициклоническое возмущение над ним в верхней тропосфере должны становиться интенсивней. Отсюда следует, что крупномасштабные движения способствуют увеличению завихренности, т. е.

углублению (усилению) возмущений.

Вместе с тем крупномасштабные восходящие движения приводят к увеличению суммарной энергии в слое 0—3 км и к уменьшению ее в верхних слоях тропосферы. Это способствует появлению неустойчивости и развитию конвекции (см. гл. 3).

Следовательно, крупномасштабные восходящие движения ответственны за создание конвективной неустойчивости.

В том же направлении в пределах возмущения действует процесс радиационного выхолаживания. Выхолаживание в среднем возрастает с высотой и увеличивает конвективную неустойчивость атмосферы. Конвективную неустойчивость увеличивает также турбулентный поток энергии, направленный от океана в атмосферу.

Таким образом, три процесса — крупномасштабные восходящие движения, радиационное выхолаживание в пределах воз-

мущения и поток энергии от океана в атмосферу — создают благоприятные условия для возникновения и развития проникающей конвекции, которая, перебрасывая энергию снизу вверх,

компенсирует действие крупномасштабных движений.

Рассмотрим теперь действие проникающей конвекции на крупномасштабные возмущения. Почти все тропические возмущения в большинстве случаев переносятся с востока на запад с некоторой составляющей, направленной к полюсу. Пусть в рассматриваемом возмущении распределение энергии по высоте, характер крупномасштабных движений и приток энергии от океана не меняются со временем. О таких возмущениях говорят, что они находятся в равновесии. Равновесие достигается в том случае, когда проникающая конвекция и диссипация энергии вследствие трения компенсируют искажения профиля энергии, вызываемые действием крупномасштабных восходящих движений. Существенную роль в нарушении или, наоборот, в поддержании равновесия играет перестройка стратификации, вызванная вертикальным сдвигом ветра в зоне возмущения. Это явление, обусловленное разными скоростями движения в различных слоях атмосферы в зоне возмущения, получило название вентиляции.

Действие вентиляции можно представить себе следующим

образом.

Пусть скорость перемещения возмущений C, а скорость движения воздуха V в различных слоях в зоне возмущения меняется так, что одни слои движутся со скоростями $V_- < C$, т. е. медленнее возмущения, другие—со скоростями $V_+ > C$, т. е. быстрее возмущения, и, наконец, третьи—со скоростями V = C, т. е. так же, как возмущения. В медленно движущихся слоях $(V_- < C)$ в возмущении воздух постоянно меняется, т. е. происходит «вентиляция» за счет набегающего потока, в быстро движущихся слоях $(V_+ > C)$ возмущения «вентилируются» догоняющим потоком, а в слоях, где V = C, вентиляции не происходит.

Пусть в процессе перемещения над океаном уравновешенное тропическое возмущение попадает в область с более высокой температурой водной поверхности. Это обстоятельство приводит к резкому углублению возмущения, из обычной «безобидной» депрессии может образоваться ураган. Более высокая темпе-

ратура поверхности воды нарушает равновесие, приводит к росту неустойчивости, увеличивает поток энергии от океана в атмосферу и, следовательно, усиливает влажную конвекцию в возмущении. Теперь влажная конвекция играет роль возбудителя крупномасштабных движений. Во-первых, она увеличивает пограничный слой (турбулентные вихри распространяются на более значительную высоту, увеличивается коэффициент турбулентности) и, следовательно, усиливает крупномасштабную конвергенцию. Как показал А. И. Фалькович, разрастается не только нижний, но и верхний пограничный слой за счет того, что сильная конвекция обусловливает проникновение облаков в верхние слои тропосферы. Во-вторых, хорошо развитая проникающая конвекция вносит значительный вклад в формирование теплого ядра возмущения. Например, превращение циклона с холодной центральной частью в циклон с теплой центральной частью происходит под влиянием конвекции, она «перебрасывает» энергию снизу вверх и тем самым заполняет минимум в профиле статической энергии влажного воздуха (см. гл. 3 и п. 5.5). Этот процесс идет тем быстрее, чем сильнее действие конвекции преобладает над действием вентиляции и движений крупного масштаба. Приток энергии увеличивает температуру и влажность и таким образом способствует формированию теплого ядра циклона и перестройке всей его структуры.

5.8. ПЕРЕНОС ТЕПЛА И ВЛАГИ

Рассмотрим сумму энтальпии, потенциальной энергии и скрытого тепла

$$c_pT+gz+Lq$$
,

где c_p — теплоемкость при постоянном давлении, T— температура воздуха в абсолютной шкале, g— ускорение свободного падения, z— высота, L— скрытая теплота парообразования, q— удельная влажность.

Меридиональный перенос тепла в тропической зоне осуществляется крупномасштабными циркуляционными потоками и вихревыми возмущениями (горизонтальный макротурбулентный обмен). Перенос тепла вверх осуществляется упорядоченными вертикальными движениями, связанными с циклоническими возмущениями, и конвективными токами. Значительная часть тепла от подстилающей поверхности поступает в атмосферу в скрытой форме, т. е. оно может выделяться в результате конденсации водяного пара. В приэкваториальных широтах сумма тепла, получаемого атмосферой в результате конденсации водяного пара и переноса ощутимого тепла от земной поверхности, существенно превышает радиационный баланс атмосферы.

Таблица 5.1 Средние годовые потоки тепла через широтные круги (в 1014 Вт) (по данным Винсента, Кидсона, Ньюэлла, Орта, Робинсона и Старра)

Щиротные круги	Потоки				
	скрытого тепла <i>Lq</i> (общий)	тепла в явной форме $c_{m p}T+{ m g}z$			
		вихревой	циркуляцион- ный	общий	суммарный
40° с. ш. 30 20 10 0 10° ю. ш. 20 30 40	15 12 1 7 15 21 8 9 20	28 13 3 0 0 -1 -4 -14 -29	-2 12 23 16 -17 -34 -34 -19	26 25 26 16 —17 —35 —38 —33 —26	41 37 25 9 2 14 30 42 46

Примечание. Положительные значения соответствуют потоку, направленному к северу, отрицательные - к югу.

Суммарный поток тепла (табл. 5.1) направлен от экватора к умеренным широтам как в северном, так и в южном полушарии. При этом поток тепла увеличивается по мере удаления от экватора. На географическом экваторе поток существенно меньше, чем на других широтах (кроме термического экватора, где поток тепла равен нулю), и направлен в южное полушарие. Поток скрытого тепла — это по существу перенос водяного пара. Общий его перенос с севера и юга направлен к термическому экватору (5° с. ш.), причем поток с юга существенно превышает поток с севера. Многие исследователи не без основания считают, что южные приэкваториальные области океанов являются основными «поставщиками» скрытого тепла в атмосферу. По исследованиям Ван де Богарда, циркуляционный перенос водяного пара «происходит преимущественно в направлении термического экватора и определяется средним течением пассатной ветви нижних слоев в ячейке Гадлея, где плотность водяного пара наибольшая; вихревой перенос водяного пара направлен почти исключительно к полюсам».

На рис. 5.19 а показан проинтегрированный по вертикали перенос водяного пара в северном полушарии. Из рисунка следует, что вихревой поток водяного пара является преобладающим. Около 25° с. ш. он достигает максимума. С уменьшением широты этот поток постепенно ослабевает, а на экваторе становится близким к нулю. Поток, обусловленный средней циркуляцией, достигает максимума на 10° с. ш., т. е. примерно в зоне максимальной скорости ветра в пассатах. На широте около 26° он близок к нулю, а севернее направлен в обратную сто-

рону. Здесь он существенно слабее вихревого потока.

На рис. 5.19 б представлено распределение по широтам зонально осредненной «дивергенции» водяного пара. Положительное значение дивергенции соответствует преобладанию испарения над осадками. На рисунке видно, что в зоне 10—35° с. ш. имеет место положительная дивергенция, т. е. поступление водяного пара в атмосферу. Севернее и южнее этой зоны расход влаги, выпадающей в виде дождя, преобладает над поступлением водяного пара путем испарения.

Общий поток тепла в явной форме направлен к северу и югу от термического экватора. В южном полушарии этот поток в пределах тропической зоны существенно больше, чем в север-

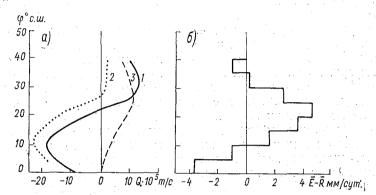


Рис. 5.19. Широтные профили проинтегрированных по вертикали меридиональных потоков водяного пара (a) и зонально осредненная (по 5-градусным широтным зонам) дивергенция водяного пара (b), выраженная в виде разности испарения E и осадков R (по Ван де Богарду).

1 — общий поток, 2 — поток, обусловленный средней циркуляцией, 3 — вихревой поток.

ном. Здесь его максимум отмечается на широте 20°. В северном полушарии максимальный поток также прослеживается на широте 20°, но здесь он почти в 1,5 раза слабее, чем в южном полушарии.

Вихревой поток тепла в явной форме в полосе 20° с. ш. — 20° ю. ш. очень слабый, а в приэкваториальной области он равен нулю. Севернее и южнее указанных широт вихревой поток значительно возрастает, максимум его лежит за пределами тропических широт.

Циркуляционный поток тепла в явной форме направлен от термического экватора к северу и к югу. В южном полушарии максимального значения он достигает на 15° ю. ш., а в северном— на 25° с. ш. Меридиональный перенос тепла осуществляется соленоидальными циркуляциями типа ячейки Гадлея. В восходящей ветви вблизи экваториальной ложбины имеет

место поступление тепла в атмосферу, в нисходящей ветви в зоне субтропических максимумов происходит частичная потеря тепла за счет радиационного выхолаживания. Меридиональные течения, соединяющие восходящую и нисходящую ветви, т. е. пассаты и противоположные им течения в верхней тропосфере, направлены в сторону низкого давления. Следовательно, здесь генерируется кинетическая энергия горизонтальных потоков. Под воздействием трения она рассеивается в нижних слоях,

но сохраняется в верхних.

Малкус и Риль показали, что устойчивая циркуляция такого типа (с однородными восходящими движениями в большей части тропосферы в приэкваториальных широтах) невозможна. Между тем наиболее значительный перенос тепла в направлении умеренных широт осуществляется на уровне около 200 мбар. Следовательно, в экваториальной зоне должен существовать некий механизм передачи энергии с нижних уровней в верхнюю тропосферу. Малкус и Риль считают, что главную роль в таком механизме играют конвективные потоки, способствующие образованию мощных облаков с «защищенной сердцевиной». Небольшие по площади горизонтального сечения облака не могут служить механизмом передачи энергии. В них воздушные частицы, поднимающиеся из нижних влажных слоев и обладающие большой энергией, должны терять эту энергию в результате процессов перемешивания.

В мощных облаках, где подъем воздуха осуществляется на значительно большей площади, сердцевина облака может оставаться неперемешанной, воздушная частица в таком потоке может сохранять свою энергию во время подъема в верхние слои тропосферы. Следовательно, мощные кучево-дождевые облака большого диаметра могут служить «проводниками» вертикального переноса энергии. Внутренние области таких облаков оказываются как бы изолированными от окружающей среды и пропускают через себя большие массы воздуха с высоким уровнем энергии, приобретенной от подстилающей по-

верхности.

В разных районах тропической зоны условия для развития конвекции неодинаковы (см. гл. 3), и облака конвективного происхождения могут развиваться до различных высот. При средних условиях в облаках с «защищенной сердцевиной» в зоне экваториальной ложбины частицы без перемешивания могут подниматься до уровня 200 мбар и даже несколько выше; на расстоянии 20° от оси ложбины— не выше уровня 300 мбар, а часто только до уровня 700 мбар. Существенно различна высота облаков над сушей и над океанами. В целом высота облаков над сушей больше, чем над океанами. Таким образом, верхние потоки циркуляционной ячейки Галдея переносят энергию, поступающую в верхние слои, через облака, развивающиеся до разных высот.

ВОПРОСЫ Қ ГЛАВЕ 5

1. Что такое основное течение в тропической зоне атмосферы?

2. Что понимают под возмущениями основного течения?

3. Как отличить возмущение от основного потока?

4. Опишите структуру основного потока. 5. Что такое ячейка Гадлея? Из каких элементов она состоит? В чем недостатки модели циркуляции типа ячейки Гадлея?

6. Дайте определение экваториальной ложбины и ВЗК.

- 7. Каковы сезонные смещения экваториальной ложбины над океанами и континентами?
- 8. Как распределяются дивергенция, вертикальные движения, облачности и осадки в различных ВЗК?
- 9. Какие слои выделяют в зоне пассатов? Дайте характеристику каждому слою.

Каким образом возникают пассаты?
 Что понимают под термином «антипассаты»?

12. Существуют ли в природе ветры типа антипассатов?

13. Назовите принципы классификации синоптических объектов в тро-

14. Как различают синоптические объекты по внешнему виду?

15. Какие классы циклонов и антициклонов наблюдаются в тропиках?

16. Что такое восточные волны? Какая погода с ними связана?

- 17. Обоснуйте распределение дивергенции и конвергенции в восточных волнах.
- 18. Что такое экваториальные волны? Чем они отличаются от восточных волн?
- 19. Какие линейные системы (линейные синоптические объекты) встречаются в тропиках? Дайте им краткую характеристику.

20. Что такое муссон? Дайте определение. Назовите основные причины

образования муссонов. 21. Как возникает и развивается зимний азиатский муссон?

22. Какие воздушные массы участвуют в зимнем муссонном потоке? Как они трансформируются?

23. Как возникает и развивается летний азиатский муссон?

24. Какие воздушные массы вовлечены в летний муссонный поток? Где они формируются и как трансформируются в процессе движения?

25. Почему возникают обильные дожди с приходом муссона в летний период?

26. Как возникает и развивается западно-африканский (гвинейский) муссон?

27. Что представляет собой восточноафриканский муссон?

28. Чем отличаются африканские муссоны от азиатских?

29. Что такое верхний пограничный слой (ВПС) и какова его роль в эволюции возмущений?

30. Какое действие оказывают на возмущения крупномасштабные движения?

31. Назовите процессы, действие которых противоположно действию

крупномасштабных движений. 32. Как действует проникающая конвекция на крупномасштабные возму-

шения?

33. Опишите процесс трансформации циклона с колодной центральной частью в циклон с теплой центральной частью.

6. ТРОПИЧЕСКИЕ ЦИКЛОНЫ

6.1. ВОЗНИКНОВЕНИЕ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

Тропические циклоны могут возникать в любое время года в тропических частях всех океанов, за исключением юго-восточной части Тихого океана и южной Атлантики. Их число сильно меняется от района к району и от года к году. На рис. 6.1 показаны районы возникновения тропических циклонов, где в течение последних восьмидесяти лет отмечалось возникновение

циклонических возмущений.

Чаще всего тропические циклоны возникают в северной части тропической зоны Тихого океана. Здесь в среднем за год прослеживается около 32 циклонов. Наибольшая их повторяемость отмечается в августе и сентябре, т. е. в конце лета (рис. 6.2, кривая 1). Значительно реже возникают циклоны в северной части тропической зоны Атлантики. В среднем здесь за год прослеживается около 10 циклонов. Наибольшая повторяемость отмечается также в августе и сентябре (рис. 6.2, кривая 2). Примерно столько же циклонов возникает в юго-западной части тропической зоны Тихого океана. Здесь максимум их возникновения отмечается в середине лета, в январе (рис. 6.2, кривая 3). В Индийском океане циклоны возникают несколько реже. Так, в Бенгальском заливе и Аравийском море в среднем наблюдается 2-3 циклона в год. Здесь ход повторяемости циклонов по месяцам имеет бимодальный характер, т. е. наблюдается два максимума: один в мае и второй в ноябре (рис. 6.2, кривые 4 и 5).

Наиболее часто (в 65 % случаев) тропические циклоны возникают между широтами 10 и 20°. В более высоких широтах они возникают лишь в 13 % случаев. Никогда не отмечалось возникновение циклонов севернее 35° с. ш. и южнее 22° ю. ш. В зоне 3—10° широты в обоих полушариях тропические циклоны возникают в 22 % случаев. На широтах 2—3° отмечались

только единичные случаи возникновения циклонов.

Тропические циклоны, достигшие значительной интенсивности, в каждом районе имеют свое название. Так, на Дальнем Востоке их называют тайфунами (от китайского слова «тай», что значит сильный ветер); в северной части Атлантики — ураганами (от испанского слова «уракан» и английского «харикейн»); в странах полуострова Индостан — циклонами. Есть и менее распространенные местные названия — вилли-вилли в Австралии, вилли-вау в Океании и багио на Филиппинах.

До 1978 г. тропические циклоны, достигшие ураганной силы, называли женскими именами. Седьмая сессия Региональной ассоциации IV ВМО (1977 г.) приняла рекомендацию об использовании для названия тропических циклонов не только женских, но и мужских имен. Так, первым трем тропическим циклонам, прошедшим в 1979 г. над Карибским морем, Мексиканским заливом и северной частью тропической зоны Атлантики даны названия Ана, Боб и Кладет, а трем циклонам, прошедшим над северовосточной частью Тихого океана — Андрес, Бланка и Карлос. В Атлантике, кроме имени, для каждого циклона указывают год возникновения и порядковый номер, обозначаемые четырехзначным числом. Например, число 7809 обозначает девятый ураган 1978 г.

В настоящее время еще нет общепризнанной теории возникновения тропических циклонов. Существует ряд эмпирически полученных признаков, с помощью которых, имея некоторый опыт работы, можно предсказать возможность образования или прохождения циклонического возмущения. Для каждого района имеется свой набор признаков, включающих характерный ход погоды перед появлением циклона. Прогнозы по этим признакам нельзя считать научно обоснованными.

Тропические циклоны — сравнительно редкое явление. Их возникновение зависит от наличия некоторой комбинации определенных условий в атмосфере и на подстилающей поверхности. Некоторые условия, входящие в такую комби-

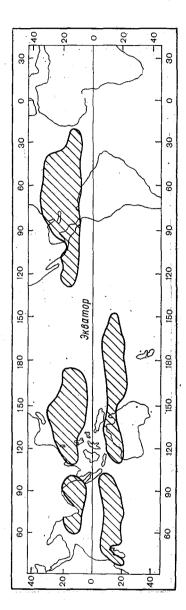


 Рис.
 6.1.
 Райного

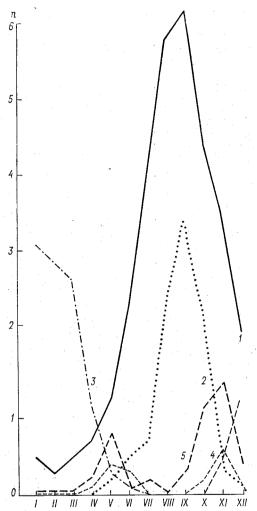
 оны
 возникновения
 тропинеских

 ческих
 циклонов
 нов

 по Грею)
 го Грею)

нацию, известны, а о многих других, возможно, мы даже не догадываемся. Рассмотрим то, что нам известно.

Штормовой циклон образуется либо из уже существующего высотного циклона с холодной центральной частью, либо из



слабо выраженной области пониженного давления. И в том и в другом случае в исходный момент времени на приземной синоптической карте начальное циклоническое возмущение (НЦВ) может быть представлено лишь едва наметившейся ложбиной или в лучшем случае небольшой ластью пониженного давочерченной ления, ной замкнутой изобарой. Происхождение НЦВ далеко не всегда нам хорошо известно, но вполне вероятно, что оно связано с волновыми процессами в тропической зоне и влиянием средних широт (проникновение ложбин из более высоких широт).

> Рис. 6.2. Годовой ход повторяемости возникновения циклонов в различных районах тропической зоны (по Грею).

1— северная часть тропической зоны Тихого океана,
2— северная часть тропической зоны Атлантики, 3—
кого-западная часть тропической зоны Тихого океана,
4— Аравийское море, 5—
Бенгальский залив.
п— среднее месячное число
циклонов.

Процесс дальнейшего превращения НЦВ в тропический циклон определяется его положением в основном потоке. Возможны два варианта.

1. НЦВ находится в бароклинной части основного потока. Здесь значительное влияние на НЦВ может оказать бароклинная неустойчивость, определяемая горизонтальным градиентом температуры. Так, например, восточные волны находятся в бароклинной части основного потока. Как правило, они устойчивы, однако в некоторых случаях, когда горизонтальные градиенты температуры особенно велики, волна теряет устойчивость и превращается в вихрь. Образованию циклонического вихря в восточной волне, наблюдающейся на широте 18—20°, способствует также сила Кориолиса. Сочетание бароклинной неустойчивости в области восточной волны и достаточное значение «закручивающей» силы Кориолиса приводит к образованию замкнутой циклонической циркуляции.

2. НЦВ находится в квазибаротропной части основного потока, в ВЗК. Если случается так, что НЦВ оказывается в зоне баротропной неустойчивости, определяемой горизонтальным сдвигом ветра вдоль меридиана, то может образоваться замкнутый циклонический вихрь. Когда ВЗК располагается у экватора, при любой неустойчивости образование замкнутой циклонической циркуляции оказывается затрудненным и циклоны здесь не возникают. Смещение ВЗК на 3—5° в сторону полюса оказывается достаточным, чтобы создались благоприятные условия для образования циклонических вихрей. Здесь значение силы Кориолиса уже достаточно велико для создания «закручивающего» эффекта. Следовательно, в любом варианте сила Ко-

риолиса является необходимым условием циклогенеза.

Образование замкнутой циркуляции только начало формирования циклона. Для длительного поддержания циклонической циркуляции необходимо снабжать возникающий циклон энергией. Полагают, что энергию циклон «черпает» с поверхности океана. Давно замечено, что циклоны возникают и развиваются над поверхностью, температура которой не ниже 26°C; более того, хорошо развитый циклон, попадая на более холодную поверхность океана, начинает быстро ослабевать. Если вспомнить еще, что максимальная повторяемость тропических циклонов отмечается в конце лета — начале осени, когда поверхность океана повсеместно наиболее прогрета, то сомнений в источнике энергии для циклонов почти не остается. Безусловно, таким источником служит океан. В. В. Шулейкин показал, что тропический циклон можно рассматривать как тепловую машину, нагревателем которой служит поверхность океана, а холодильником — окружающая циклон атмосферная среда. Если это так, то становится понятным, почему, например, в южной части Атлантического океана не возникают тропические циклоны. Там из-за холодных течений температура поверхности воды ниже, чем в других тропических частях океанов и, следовательно, тепловая машина не работает.

Наличие источника энергии еще не решает вопроса снабжения ею циклона. Должен существовать механизм непрерывного поступления энергии и ее преобразования в кинетическую энергию. Поступление энергии может осуществляться путем

непосредственного контакта циклона с водной поверхностью (см. п. 6.3), но этого оказалось бы слишком мало для развития шторма. Основной механизм передачи энергии состоит из цепочки фазовых превращений воды. Влажный воздух, вовлеченный в глубоко проникающую конвекцию во влажнонеустойчивой атмосфере, в процессе конденсации выделяет огромное количество тепла (см. гл. 3). Тепло переходит в кинетическую энергию циклона. Ее диссипация за счет трения непрерывно пополняется новыми порциями энергии, поступающими через механизм конвекции. Если поступление энергии превышает ее диссипацию, циклон развивается; если диссипация равна поступлению энергии, то циклон остается в неизменном состоянии; если диссипация превышает поступление, то циклон заполняется.

Долгое время считалось, что основная причина образования тропического циклона заключается именно в наличии влажного неустойчивого воздуха и в развитии конвекции. Теперь ясно, что конвекция является одним из условий образования тропических циклонов, но одна конвекция в отрыве от других условий не может служить причиной тропического циклогенеза.

Таким образом, известно, что образованию тропических цик-

лонов способствует сочетание следующих условий:

а) наличие НЦВ;

б) бароклинная неустойчивость, зависящая от горизонтального градиента температуры, или баротропная неустойчивость, определяемая горизонтальным сдвигом ветра вдоль меридиана;

в) достаточное для создания «закручивающего» эффекта

значение силы Кориолиса;

r) температура поверхности океана не менее 26°C;

д) конвективная неустойчивость атмосферы, благоприятная для развития проникающей конвекции.

6.2. ЭВОЛЮЦИЯ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

Тропические циклоны имеют разную интенсивность. В зависимости от интенсивности ¹ их называют:

1) тропическое возмущение, когда скорость ветра не превышает 15 м/с;

2) тропическая депрессия, когда скорость ветра составляет 16—20 м/с (на картах обозначается латинскими буквами TD—tropical depression);

3) тропический шторм, когда скорость ветра составляет 21—32 м/с (на картах обозначается латинскими буквами TS—tropi-

cal storm);

4) ураган, қогда скорость ветра превышает 32 м/с (на картах обозначается латинской буквой H — hurricane).

¹ В разных источниках пределы скоростей ветра несколько различаются.

В процессе развития один и тот же циклон может менять интенсивность от тропического возмущения до урагана. Вместе с тем не все циклоны достигают ураганной силы, причем значительная часть их не выходит за пределы тропического возмущения.

Как и циклоны умеренных широт, тропические циклоны проходят четыре стадии развития. Рассмотрим коротко каждую

- 1. Стадия формирования. Стадия начинается с появления первой замкнутой изобары. В этой стадии ветры еще не достигают ураганной силы, а давление в центре циклона на уровне моря не опускается ниже 1000 мбар. Максимальные скорости ветра концентрируются только в одном квадранте, обращенном к полюсу, и главным образом в его восточной части. Циклон перемещается с востока на запад. В стадии формирования отмечается два типа развития циклона: медленный (несколько суток) и взрывной. В последнем случае на формирование хорошо развитого циклона уходит не более 12 часов; за это время циклон очерчивается уже несколькими замкнутыми изобарами.
- 2. Стадия молодого циклона. Стадия считается начавшейся, когда давление в центре падает ниже 1000 мбар и хотя бы в одном месте в пределах циклона ветер достигнет ураганной силы. Возможны два типа развития, независимо от того, как циклон развивался в первой стадии, хотя чаще всего быстрое развитие в первой стадии предопределяет столь же быстрое развитие во второй. При первом типе после короткого периода ураганного ветра в одной из частей циклона последний начинает быстро заполняться и затем длительное время существует в виде слабой депрессии. При втором типе развития циклон резко углубляется, давление в центре быстро падает. Вокруг центра ураганные ветры образуют плотное кольцо. Из разрозненных шкваловых облаков образуется стройная система, состоящая из сходящихся у центра узких спиральных полос, которые, однако, охватывают все еще небольшую область.
- 3. Стадия зрелости. Прекращение падения давления в центре циклона означает начало стадии зрелости. В этой стадии не происходит дальнейшего увеличения скорости ветра. Зона ураганных ветров распространяется вширь. Если в стадии молодого циклона ураганные ветры занимают площадь радиусом 30—50 км, то к концу стадии зрелости циклона площадь ураганных ветров может иметь радиус 300—350 км.

Для стадии зрелости характерно нарушение симметрии. Область штормов и ненастья распространяется вправо от направления движения центра значительно дальше, чем влево. Продолжительность стадии зрелости составляет несколько дней. Отмечены случаи существования циклона в этой стадии около недели.

В этой стадии можно встретить совсем разные по размерам циклоны. Есть циклоны радиусом 100—200 км, но встречаются и радиусом 1000 км.

4. Стадия затухания. Начало заполнения циклона считается началом последней стадии его жизни — стадии затухания.

Чаще всего затухание начинается с того момента, когда тропический циклон покидает тропические широты и попадает в зону западных ветров. Здесь он сразу же начинает заполняться, затем скорость ветра в нем уменьшается и, наконец, он исчезает. Эта часто встречающаяся последовательность событий не является единственно возможной. После выхода в умеренные широты циклон может потерять свои тропические свойства и превратиться в обычный циклон внетропических широт. Может случиться и так, что тропический циклон, оставаясь в тропиках, входит на материк. Здесь он обычно заполняется, однако при этом все же успевает произвести много разрушений. Только в очень редких случаях тропические циклоны заполняются над океанами.

6.3. СТРУКТУРА ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

Примерная структура тропического циклона была известна метеорологам давно, однако только в последнее время появились достаточно надежные данные наблюдений в области тропических штормов и спутниковые фотографии, которые помогли значительно уточнить распределение метеорологических величин в пределах тропического циклона. Начиная с 1955 г. специально оборудованные самолеты начали совершать полеты внутри области, занятой тропическим циклоном, и обеспечили получение данных, на основе которых можно представить структуру тропического циклона.

Приземное давление. Давление в центре обычных тропических циклонов составляет 950—960 мбар. Отмечались случаи, когда давление в центре падало до 890 мбар. Рекордно низкое давление в центре циклона достигло 877 мбар. Для тропических циклонов характерны большие градиенты давления: 14—17 мбар/100 км. В отдельных циклонах градиенты достигали 60 мбар/100 км. Отмечается также асимметричность в распределении градиентов (рис. 6.3), которая объясняется наложением барического поля циклона на поле потока, в котором он движется.

При приближении тропического циклона на барограмме кривая хода давления резко идет вниз, а затем по мере удаления циклона столь же резко поднимается (рис. 6.4).

Ветер. В циклонах северного полушария ветры дуют против часовой стрелки, в южном полушарии— по часовой стрелке. Пока не удалось выяснить, какой может быть максимальная скорость ветра в тропическом циклоне. На метеорологических

станциях при измерении скорости ветра более 50 м/с обычно выходят из строя анемометры. Специально сконструированные для измерения ураганных ветров анемометры отмечали скорость ветра до 90 м/с, но затем и они выходили из строя. Есть основания считать, что над морем скорость ветра может достигать 110 м/с.

На нижних уровнях ветры направлены по спирали к центру циклона. Расстояние пояса максимальных ветров от центра циклона может быть самым различным (10—150 км, а иногда и более). В типичном тропическом циклоне пояс максимальных ветров лежит между 20 и 50 км от центра. В пределах пояса

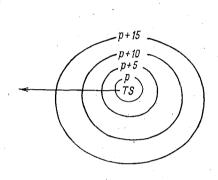


Рис. 6.3. Асимметричность распределения давления в тропическом циклоне.

Стрелка — направление переме щения циклона.

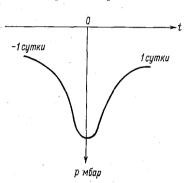


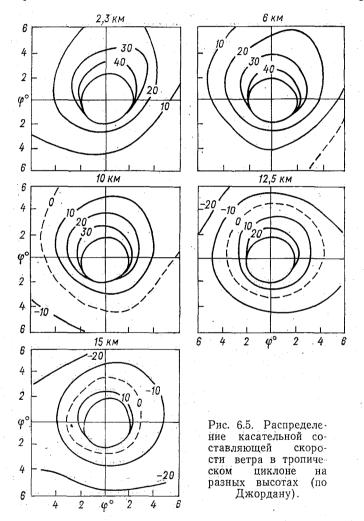
Рис. 6.4. Ход давления на барограмме во время приближения, прохождения и удаления тропического циклона.

максимальных ветров скорость ветра заметно убывает к центру циклона, где наблюдаются слабые ветры переменных направлений. За пределами пояса максимальных ветров скорость ветра медленно и неравномерно убывает. Расстояние от центра шторма до изотахи 25 м/с колеблется от 75 км до нескольких сотен километров.

С высотой скорость ветра в циклоне убывает, причем до уровня около 6 км уменьшение скорости ветра идет медленно, а выше 6 км намного быстрее. С увеличением высоты циклоническая циркуляция постепенно переходит в антициклоническую, образуется спираль, направленная во внешнюю сторону (из циклона). Радиус возникающего на высотах антициклонического вихря составляет несколько сотен километров. Наблюдается он на высоте 13—16 км.

В распределении ветров, как и в распределении градиентов давления, существует асимметрия. Наиболее сильные ветры наблюдаются в правом квадранте шторма (относительно направления его движения).

Джордан исследовал циркуляцию на различных высотах над тропическим циклоном. Им было использовано около 130 аэрологических наблюдений. Однако ему не удалось получить данные о структуре ветра на высотах над областью наиболее интенсивных осадков и максимальной скорости ветра у земли. Им построены поля изотах касательной составляющей скорости



ветра на различных высотах над тропическим циклоном (рис. 6.5). Круг в середине — неисследованная область. Расстояния даны в градусах широты. Плюс означает вращение против часовой стрелки, минус — по часовой. Из рисунка виден асимметричный характер распределения ветра по горизонтали, видно

также, что скорость положительной касательной составляющей с высотой убывает, линия обращения (нулевая изотаха) с высотой приближается к центру, постепенно появляются противоположно направленные ветры, скорость которых с высотой возрастает.

Радиальные составляющие ветра можно наблюдать лишь в нижних слоях, где они направлены к центру. В слое 3—10 км радиальная составляющая практически отсутствует. Вероятно, там радиальные компоненты скорости ветра очень малы и не поддаются измерениям, но очень возможно, что именно эти малые радиальные компоненты играют важную роль в развитии тропических циклонов. Выше 10 км радиальная составляющая

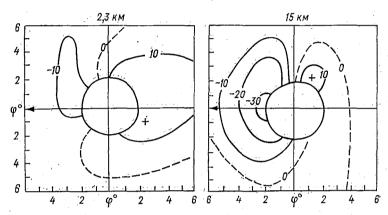


Рис. 6.6. Распределение радиальной составляющей скорости ветра в тропическом циклоне (по Джордану).

Стрелки — направление перемещения циклона.

направлена от центра. Такое распределение радиальной составляющей делает справедливым утверждение Риля о том, что в тропических циклонах «основной приток сосредоточен в нижней тропосфере, а основной отток — в верхней» (рис. 6.6). Из рисунка видно, что на высоте 2300 м приток весьма незначителен. Видимо, основной приток сосредоточен в нижнем километровом слое. На высоте 15 км хорошо выражен отток воздуха, максимальное значение которого наблюдается впереди движущегося циклона.

Температура. Как известно, тропические циклоны, достигающие ураганной силы, имеют теплую центральную часть. Вблизи поверхности в таких циклонах наблюдаются очень слабые температурные градиенты. Согласно Рилю, в приземном слое потенциальная температура воздуха возрастает в направлении к центру возмущения. Иными словами, приземный воздух помере продвижения к центру циклона увеличивает свое теплосодержание. Объяснение этому явлению заключается в том, что

тропический циклон получает большое количество энергии от поверхности океана, которая сильно возмущена. При этом огромное количество воды выбрасывается в воздух в виде брызг. Трудно определить, где кончается океан и начинается атмосфера. По мере движения воздуха к центру и его адиабатического расширения разность температур между атмосферой и океаном резко увеличивается. Так как поверхность соприкосновения между воздухом и водой существенно возрастает по сравнению с горизонтальной площадью, занимаемой циклоном, оказывается возможным быстрый переход тепла из океана в воздух. На периферии циклона волнение меньше и перенос тепла не так активен. И все же градиенты температур у поверхности земли очень малы.

На уровнях 3—13 км температура в центре шторма значительно выше, чем в окружающих областях. Отмечаются случаи, когда в центре температура на 5—15°С выше, чем на расстоянии 150 км от него. Наибольшие градиенты температуры наблюдаются на внешней границе центральной области циклона.

Облака. В тропических циклонах развивается мощная облачность, причем в центре, как правило, имеется безоблачное пространство, получившее название глаза бури (рис. 6.7). Однако глаз бури не полностью лишен облаков. По наблюдениям с самолетов, здесь часто обнаруживаются облака на разных уровнях. И все же по сравнению с окружающими районами

в глазе бури их намного меньше.

Окаймляет пространство глаза бури так называемая стена облаков, имеющих большую вертикальную протяженность (часто они достигают высоты 15 км). Как правило, стена состоит из кучево-дождевых облаков, слившихся в полосы, которые по спирали направлены к центру циклона и конвергируют в районе стены. Именно здесь облака наиболее развиты и сопровождаются сильнейшими шквалами. Облачные полосы в хорошо развитом циклоне могут достигать длины в среднем 300—400 км, а в отдельных случаях 900 км. Минимальная длина облачной полосы составляет примерно 50 км. В одном циклоне их может быть несколько. Отмечены случаи, когда наблюдалось семь полос.

Осадки. Сведения об осадках во время прохождения тропических циклонов весьма противоречивы. Обусловлено это большими трудностями проведения точных измерений во время штормовой погоды. При измерении на суше сильные ветры забрасывают в дождемер воду, поднятую с поверхности земли и водоемов. При измерении на морских судах во время шторма трудно отделить осадки от морских брызг. При измерении на островных станциях, кроме того, большое искажающее влияние оказывает орография.

За время прохождения через станцию тропического циклона выпадает в среднем примерно 500 мм осадков. В экстремальных

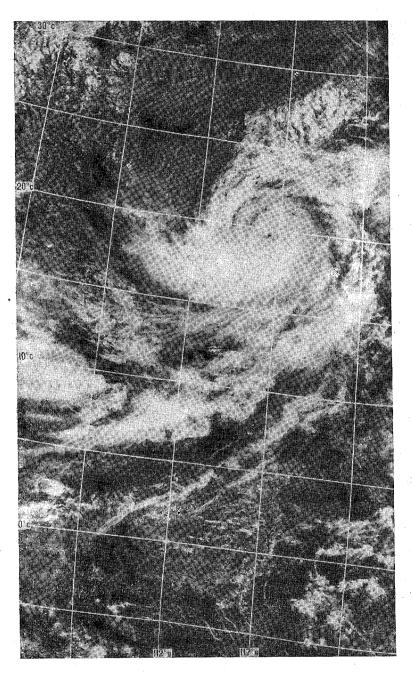


Рис. 6.7. Спутниковое изображение тропического циклона, наблюдавшегося 26 августа 1978 г. в Южно-Китайском море.

случаях их количество может достигать 2500 мм. Если вспомнить, что в большинстве районов умеренной зоны годовое количество осадков составляет в среднем 600—800 мм, то становится ясным, что количество осадков, выпадающих при прохождении одного тропического циклона, либо равно годовому количеству осадков умеренной зоны, либо превышает его в 3—4 раза.

Риль предлагает способ вычисления количества осадков в тропическом циклоне. Он считает, что осадки (за вычетом испарения) внутри окружности определенного радиуса должны быть равны разности между количеством влаги, поступающей в окружность и вытекающей из нее. Если считать, что отток влаги происходит наверху, где влагосодержание воздуха по крайней мере на порядок меньше, чем в подоблачном слое, то им можно пренебречь. Согласно Рилю, в таком случае количество осадков на единицу площади в единицу времени

$$R = \frac{2v_r}{r} \, \overline{q} \, \frac{\Delta p}{g},$$

где v_r — радиальная составляющая скорости ветра, r — радиус рассматриваемой окружности, Δp — толщина слоя в мбар, g — сила тяжести, q — удельная влажность втекающего воздуха.

Расчеты по этой формуле дают результаты, близкие к реальным. Однако следует заметить, что при расчете получается симметричное распределение осадков относительно центра циклона, а фактически (по данным наблюдений) оно далеко от симметрии. Вправо от направления движения зона осадков больше и осадки интенсивней; влево — зона осадков резко обрывается уже на расстоянии 60—70 км от центра.

При выходе тропического циклоны в умеренные широты картина распределения осадков резко и неопределенно меняется.

Глаз бури. Глаз бури — феноменальное явление, которое поражает особенностями своего развития и «поведения». Когда глаз бури хорошо выражен, на его границе осадки внезапно прекращаются, небо проясняется (хотя бы частично), ветер значительно ослабевает, иногда до штиля. Резкий переход от урагана к спокойным условиям угнетающе действует на многих очевидцев этого явления.

Форма глаза бури может быть самой разнообразной, она постоянно меняется. Иногда встречается даже двойной глаз

бури.

У поверхности земли температура воздуха внутри глаза бури мало отличается от температуры вне его. С увеличением высоты температура воздуха внутри глаза бури начинает заметно превышать температуру воздуха в окружающих районах. Максимальный перепад температуры обычно наблюдается на высотах 2—6 км, где он достигает 16—18 °С. Максимальные горизонтальные градиенты отмечаются на границе глаза бури. Высокая тем-

пература воздуха внутри глаза бури объясняется нисходящими движениями воздуха в центральной части тропического циклона (рис. 6.8).

В основном давление в глазе бури распределяется равномерно. Об этом свидетельствуют записи барографа, представляющие собой почти прямую линию (с небольшими отклонениями). Однако отмечены случаи падения давления в направле-

нии от границ глаза к центру.

Размер глаза бури зависит от целого ряда факторов. Поскольку воздух в тропическом циклоне движется по криволинейным траекториям, на него действует центробежная сила. По мере приближения к центру циклона радиус кривизны траектории воздушных частиц уменьшается и, следовательно, центробежная сила увеличивается. Наконец, на некотором расстоянии

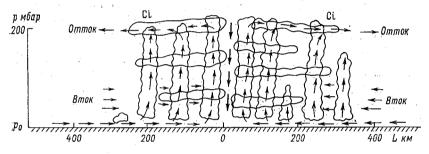


Рис. 6.8. Схематический вертикальный разрез тропического циклона.

от центра (назовем его критическим) центробежная сила становится настолько значительной, что «не пускает» частицы воздуха дальше к центру. Воспользовавшись уравнением циклострофического движения, можно найти это критическое расстояние:

$$r_{\rm kp} = -\frac{V^2}{Vl + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + f_{\rm rp}}$$

где V — скорость ветра в циклоне, r — радиальная координата,

 $f_{\rm Tp}$ — сила трения.

Расчеты по этой формуле дают слишком большие значения $r_{\rm kp}$. Дело в том, что частицы воздуха, обладая большими скоростями, по инерции «проскакивают» ту границу, где, согласно формуле, центробежная сила должна уравновешиваться суммой сил Кориолиса, барического градиента и трения. Проскочив эту границу, частица воздуха все время находится под действием выталкивающей ее центробежной силы и потому радиальная составляющая ее движения постепенно уменьшается и на некотором расстоянии от центра становится равной нулю.

Средний диаметр глаза бури в хорошо развитых циклонах равен 20—25 км, а в разрушительных ураганах и тайфунах

Тихого океана он составляет 60—70 км. Отмечены единичные случаи, когда средний диаметр глаза бури достигал 300 км. Значительное увеличение размеров глаза бури обычно свидетельствует о падении интенсивности тропического циклона. Однако в затухающем циклоне не всегда удается определить размеры глаза бури, так как при этом границы его сильно размываются и форма становится весьма неопределенной.

В слабо развитых циклонах глаз бури может отсутствовать. Так, в атлантических тропических циклонах, которые имеют давление в центре выше 994 мбар, глаз бури обнаружить не

удалось.

Энергия тропического циклона. Подсчеты, произведенные различными авторами, указывают на то, что в среднем один циклон за сутки выделяет энергию около 5·10¹⁹ Дж. Одна атомная бомба (эквивалентная тем, что были сброшены на Хиросиму и Нагасаки) выделяет энергию порядка 10¹⁴ Дж. Следовательно, один циклон за сутки выделяет энергию, эквивалентную взрыву полумиллиона атомных бомб.

Согласно Д. В. Наливкину, «атомный взрыв в Бикини поднял в воздух 10 000 000 т воды, но за несколько часов во время урагана на Пуэрто-Рико обрушилось 2 500 000 000 т дождя, в 250 разбольше, чем в Бикини». Кинетическая энергия среднего по размерам тропического циклона эквивалентна энергии 1000 атом-

ных бомб.

6.4. СВЯЗЬ МЕЖДУ МИНИМАЛЬНЫМ ДАВЛЕНИЕМ И МАКСИМАЛЬНОЙ СКОРОСТЬЮ ВЕТРА В ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНАХ

Скорость ветра в любой точке тропического циклона определяется градиентом давления и расстоянием данной точки от центра циклона. При одном и том же градиенте давления чем дальше точка от центра циклона, тем сильнее ветер. Размеры циклона конечны, градиент давления в нем сначала увеличивается по мере удаления от центра, достигает максимума, а затем уменьшается. Поэтому в каждом тропическом циклоне наблюдается так называемое кольцо максимального ветра (см. п. 6.3). Если оно достаточно узкое, его называют окружностью максимального ветра. Скорость максимального ветра, кроме градиента давления, зависит от радиуса этой окружности. Точно определить градиент давления в тропическом циклоне далеко не всегда представляется возможным. Приближенно он определяется как разность давления на внешней стороне циклона p_1 и в его центре p_0 . Если принять давление на внешней стороне постоянным, как это делалось во многих исследованиях, и приравнять к некоторому значению, близкому к нормальному давлению (например, принять $p_1 = 1010$ мбар), тогда значение градиента будет зависеть только от давления в центре циклона. Чем меньше минимальное давление в центре циклона, тем при фиксированных его размерах больше градиент давления в циклоне. Отсюда следует, что чем меньше минимальное давление в циклоне, тем больше максимальный ветер.

Метеорологи с давних пор стремились установить количественную связь между минимальным давлением и максимальным ветром в тропическом циклоне. Японский метеоролог Такахаши в 1939 г. предложил искать эту связь в следующем виде:

$$V_m = K (p_1 - p_0)^a, (6.4.1)$$

где V_m — максимальный ветер, p_1 — давление на внешней стороне циклона, p_0 — давление в центре циклона, K и a — некоторые константы, определяемые эмпирически.

В 50-х годах было предложено уточнение этой формулы, которое заключалось в учете широты путем превращения K в переменную величину вида $K = \left(K_1 - \frac{\varphi}{5}\right)$, где φ — широта. Тогда

$$V_m = \left(K_1 - \frac{\varphi}{5}\right) (p_1 - p_0)^a.$$
 (6.4.2)

Поиски констант различными исследователями давали не совсем одинаковые результаты. После ряда уточнений, произведенных в начале 60-х годов, а также с учетом данных, полученных путем авиационной разведки тропических циклонов, для формулы вида (6.4.2) были найдены приемлемые константы. Теперь ее можно записать

$$V_m = \left(20 - \frac{\varphi}{5}\right) (1010 - p_0)^{0.5}$$
 (6.4.3)

или

$$V_m = \left(19 - \frac{\varphi}{5}\right) \left(364 - \frac{H_{700}}{8,54}\right)^{0.5}$$
 (6.4.4)

Здесь H_{700} — минимальное значение высоты поверхности 700 мбар над центром циклона. В формуле (6.4.3) давление на внешней стороне циклона принято 1010 мбар, а в формуле (6.4.4) высота изобарической поверхности 700 мбар на внешней стороне циклона принята 364 дам. Скорость ветра по обеим формулам вычисляется в узлах.

Аткинсон и Холидей для вычисления максимальной скорости ветра в тропических циклонах на северо-западе Тихого океана, на широтах 15—18°, получили формулу вида (6.4.1):

$$V_m = 6.7 (1010 - p_0)^{0.644}$$
. (6.4.5)

Эти авторы подчеркивают, что формула (6.4.5) дает не мгновенную (не порыв ветра), а осредненную максимальную

скорость (время осреднения одна минута). Они рекомендуют максимальную скорость увеличивать на 10 узлов, если циклон окажется на широте более 20°. Кроме того, для Атлантики рекомендуется на внешней стороне циклона принимать давление равным 1020 мбар вместо 1010 мбар. Скорость ветра можно рассчитать также в км/ч или м/с.

При некоторых предположениях задачу о связи поля давления и ветра в тропическом циклоне можно решить теоретически. Воспользуемся уравнением циклострофического движения

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} = \frac{V^2}{r} + 2\omega_z V.$$

Для свободной атмосферы, где предполагается движение вдоль изобар, при $r \leqslant r_0$ и $V = \Omega r$ (Ω — угловая скорость вращения воздуха в циклоне) получаем

$$\frac{\partial p}{\partial r} = \rho \frac{\Omega^2 r^2}{r} + 2\omega_z \Omega r \rho. \tag{6.4.6}$$

Здесь r_0 — радиус ядра изолированного вихря, в пределах которого скорость линейно растет с увеличением r, т. е. жидкость вращается, как твердое тело. Проинтегрировав (6.4.6) от r до r_0 и от p до p_* , а затем от r_6 до r_0 и от p_1 до p_* (при $r \geqslant r_0$ $V = cr^{-n}$), после некоторых преобразований получаем выражение для давления в центре тропического циклона $(r=0; p=p_0)$:

$$p_{0} = p_{1} - \frac{\rho \Omega^{2} r_{0}^{2(n+1)}}{2nr_{0}^{2n}} \left[1 - \left(\frac{r_{0}}{r_{6}} \right)^{2n} \right] - \frac{2\rho \omega_{z} \Omega r_{0}^{n+1}}{(n-1)r_{0}^{n+1}} \times \left[1 - \left(\frac{r_{0}}{r_{6}} \right)^{n-1} \right] - \frac{\rho \Omega}{2} \left(2\omega_{z} + \Omega \right) r_{0}^{2}.$$

$$(6.4.7)$$

Обозначая через $k=r_0/r_0$ и используя условие $V_m=\Omega r_0$, после преобразований формулу (6.4.7) можно записать в виде

$$-V_m^2 + 2\omega_z r_0 D V_m - A \frac{2(p_1 - p_0)}{\rho} = 0, \qquad (6.4.8)$$

где

$$A = \frac{1}{n} (1 - k^{2n}) + 1; \quad D = \frac{n (n + 1 - 2k^{n-1})}{(n-1) (n+1-k^{2n})}.$$

Из (6.4.8) получим

$$V_{m} = -\omega_{z} r_{0} D \left[1 - \sqrt{1 + \frac{2(p_{1} - p_{0})}{\rho A \omega_{z}^{2} r_{0}^{2} D^{2}}} \right]$$
 (6.4.9)

(знак перед корнем выбран так, чтобы при $\omega_z \rightarrow 0$ было $V_m > 0$). Оценка порядка величин членов показывает, что под корнем единицей практически можно пренебречь по сравнению со вторым членом. Тогда (6.4.9) записывается как

$$V_{m} = -\omega_{z} r_{0} D + \sqrt{\frac{2}{A} \frac{p_{1} - p_{0}}{\rho}}. \qquad (6.4.10)$$

В выражение (6.4.7) входит величина n. Согласно имеющимся данным, она может меняться от 0,5 до 1,0. Рассмотрим наиболее простой случай, когда n=1,0. По приведенной выше схеме для этого случая можно получить

$$V_{m} = -\frac{r_{0}\omega_{z}(1-2\ln k)}{2-k^{2}} \left[1-\sqrt{1+\frac{p_{1}-p_{0}}{\rho} \frac{2(2-k^{2})}{r_{0}^{2}\omega_{z}^{2}(1-2\ln k)}}\right]. \tag{6.4.11}$$

Так как второй член под корнем значительно больше единицы (он может принимать значения от 10 до 200), то приближенно запишем

$$V_{m} = -\frac{r_{0}\omega_{z} (1 - 2 \ln k)}{2 \left(1 - \frac{1}{2} k^{2}\right)} + \sqrt{\frac{p_{1} - p_{0}}{\rho} \frac{1}{1 - \frac{1}{2} k^{2}}}.$$

$$(6.4.12)$$

Анализ данных наблюдений, использованных для проверки полученных соотношений, показывает, что примерно в 60% случаев значение $\frac{1}{2}k^2$ не превышает 0,14. С учетом этого можно ожидать, что довольно часто будет справедлива и упрощенная формула:

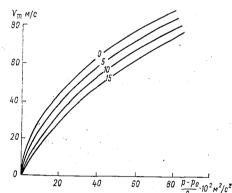


Рис. 6.9. Номограмма для расчета максимальной скорости ветра V^m в зависимости от разности давления на периферии (p) и в центре тропического циклона p_0 , а также от параметра M.

$$V_{m} = -\frac{r_{0}\omega_{z}(1-2\ln k)}{2} + \sqrt{\frac{p_{1}-p_{0}}{\rho}}, \qquad (6.4.13)$$

которая при $\omega_z \rightarrow 0$ принимает еще более простой вид:

$$V_{m} = \sqrt{\frac{p_{1} - p_{0}}{\rho}} . \tag{6.4.14}$$

Для расчета по (6.4.13) можно использовать номограмму (рис. 6.9). Из рис. 6.9 следует, что относительный вклад параметра $M = \frac{\omega_z r_0}{2}$ (1—2 ln k) уменьшается при увеличении $\frac{p_1 - p_0}{\rho}$. Учет M приводит к уменьшению V_m не более чем на 15 м/с. Наиболее трудно определить параметр r_0 . По имеющимся измерениям можно предполагать, что параметр r_0 примерно соответствует радиусу круга, занятого сплошной облачностью, и может быть определен по снимкам облачности со спутников. Для

разных категорий тропических циклонов (над разными районами) r_0 изменяется от 25 до 150 км. По некоторым оценкам, смена знака завихренности (для изобарической поверхности 900 мбар) происходит на расстоянии около 350—500 миль (650— 920 км) от центра. Вероятно, эти значения можно рассматривать как оценки r_6 . Для расстояний около 180 миль (330 км) поло-

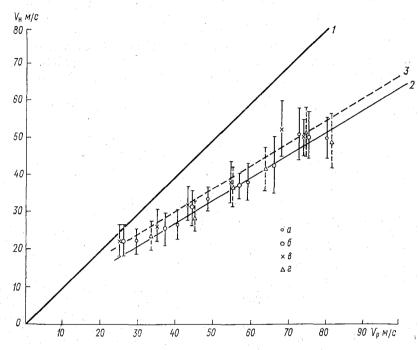


Рис. 6.10. Наблюденные $V_{\tt H}$ и рассчитанные $V_{\tt p}$ максимальные скорости ветра.

a — расчет по полной формуле (6.4.11), b — расчет по приближенной формуле (6.4.12), b — расчет по упрощенной формуле (6.4.13), b — расчет по эмпирической формуле Такахаши вида (6.4.1); вертикальные прямые — средние квадратические отклонения. b — прямая, проведенная по точкам a и b, b — прямая, проведенная по точкам b.

жительная завихренность сохраняет довольно большое значение (около $(1,5 \div 2,5) \cdot 10^{-5}$), и эта область с известным приближением может рассматриваться как ядро вихря r_0 . С учетом отмеченного выше слабого влияния параметра М неопределенность в задании параметров r_0 и r_5 довольно мало сказывается на результатах расчетов. Этому способствует логарифмический характер зависимости от $r_{\rm 0}$ и $r_{\rm 0}$, а также «скомпенсированное» влияние r_0 . Численные оценки показывают, что в интервале широт 15—40° при r_6 =400÷600 км возможное завышение r_0 в 2 раза приводит к занижению V_m на 1,5—3,0 м/с.

На рис. 6.10 показаны наблюденные и рассчитанные максимальные скорости ветра. Из рисунка следует, что расчеты по (6.4.11) и (6.4.12) практически совпадают друг с другом и могут быть аппроксимированы прямой 2, тогда как расчет по упрощенной формуле (6.4.13) описывается прямой 3. С достаточной точностью можно использовать следующую связь между максимальными скоростями, определенными по полной или приближенной формуле (V_{m1}) и по упрощенной формуле (V_{m2}) :

$$V_{m1} = V_{m2} = 3.0 \text{ M/c}$$

 $V_{\it m1} = V_{\it m2} - 3,0\,$ м/с. На рис. 6.11 представлено соотношение между наблюденной и рассчитанной скоростями ветра. Из рисунка видно, что при

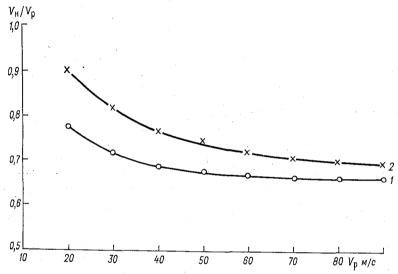


Рис. 6.11. Зависимость отношения наблюденного и рассчитанного ветра $(V_{\rm H}/V_{\rm p})$ от рассчитанного.

1 — расчет по (6.4.11) и (6.4.12), 2 — расчет по (6.4.13).

расчете по полной и приближенным формулам это отношение лежит в пределах 0,775—0,650, при расчете по упрощенной формуле — в пределах 0,900 — 0,700. Отношение уменьшается с ростом скорости ветра. Если рассчитанный ветер рассматривать как ветер вблизи верхней границы пограничного слоя, а наблюденный — как ветер у поверхности земли, то приведенные оценки значений и характер зависимости $V_{\rm H}/V_{\rm p}$ от $V_{\rm p}$ согласуются с оценками, вытекающими из модели планетарного пограничного слоя атмосферы, полученными Л. А. Голодко и В. М. Радикевичем. Проверка модели Такахаши также показала систематическое расхождение наблюденной и рассчитанной скоростей ветра. Примерно при таком же, как на рис. 6.10, отклонении от средних отношение $V_{\rm H}/V_{\rm p}$ составляет 0,77.

Расчеты производились также для n=0,5. На рис. 6.12 показаны дифференциальное и интегральное распределения повторяемости разности $\Delta V_m = V_{m1} - V_{m0,5}$, где V_{m1} — максимальная скорость ветра, рассчитанная при n=1,0, и $V_{m0,5}$ — при n=0,5. Из рисунка следует, что максимальная повторяемость ΔV_m прихо-

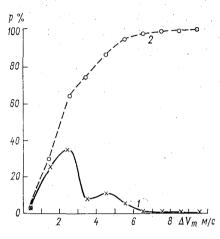


Рис. 6.12. Дифференциальное (1) и интегральное (2) распределения повторяемости разности ΔV_m .

дится на 2-3 м/с и с вероятностью около 65 % ΔV_m не выходит за пределы 3 м/с, т. е. значение ΔV_m не превышает точности измерения скорости ветра в штормовых условиях. Учитывая неопределенность в выборе n, можно считать оправданным рассмотрение случая n=1,0. Анализ результатов расчетов показывает, что ΔV_m мало зависит от $\omega_z r_0$ и определяется в основном $\frac{p_1-\hat{p}}{\hat{p}}$ и $k(\Delta V_m$ растет с ростом первого и при убывании второго). Поскольку всегда отрицательна, то она приобретает характер систематической ошибки. Так как наиболее вероятное значение

этой ощибки составляет — 2,5 м/с, то для практических целей полезно получаемое по (6.4.11) значение максимальной скорости ветра V_m уменьшать на 2,5 м/с.

Рассмотренная выше модель позволяет достаточно надежно определять максимальный ветер (вблизи верхней границы пограничного слоя атмосферы) в тропических циклонах. Главное ее достоинство по сравнению с эмпирическими зависимостями состоит в том, что она более универсальна и потому представляется более перспективной.

6.5. ПРОГНОЗ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

Уже давно замечено, что во многих районах тропические циклоны вначале перемещаются с востока на запад с некоторой (иногда значительной) составляющей, направленной к полюсу. При достижении широт, где преобладающим течением становится западное, они поворачивают на восток. Однако не все тропические циклоны достигают районов западных ветров. Многие, выйдя на материк, заполняются раньше, чем успевают их достигнуть.

В разных районах тропиков движение циклонов имеет свои особенности, которые хорошо известны и учитываются при составлении прогнозов. Так, например, тайфуны, возникающие вблизи Филиппинских островов, часто с основной траектории, направленной с востока на запад, сворачивают к северу и северо-востоку. Иногда они проходят через Восточно-Китайское море, обрушиваются на Японию и Приморский край и проникают дальше к северу в Охотское море и на Камчатку. Если они перемещаются основным путем (на запад), тогда под их воздействием оказываются Южный Китай и п-ов Индокитай. В начале лета (июнь) и осенью (октябрь) тайфуны проходят южнее Японии, а в период июль—сентябрь часто перемещаются в более северные широты.

В других районах также наблюдаются отклонения от основного (западного) перемещения циклонов, но там эти отклонения выражены намного слабее. Однако везде есть тенденция к откло-

нению от основного направления.

Траектории перемещения циклонов в основном криволинейные. Их грубо можно разделить на два вида: гиперболические и параболические. Однако попытки аппроксимировать траектории циклонов этими линиями и таким путем прогнозировать смещение циклонов не дали положительных результатов. Причиной служит то, что при перемещении траектория циклонов неожиданно изменяется и значительно отклоняется от «правильной». При этом в траектории появляются даже «петли».

Средняя скорость движения тропического циклона составляет примерно 20 км/ч. Однако как только циклон проходит точку перегиба траектории, его скорость возрастает до 30-

40 км/ч.

В настоящее время за движением тропических циклонов сравнительно легко можно проследить по спутниковым и радиолокационным данным. Однако проследить еще не значит предсказать их будущее перемещение. Предпринято немало попыток разработать надежные методы прогноза перемещения тропических циклонов. С каждым годом эти методы становятся совершеннее и точнее, но пока еще в них имеется много нерешенных вопросов.

Начало разработок методов прогноза перемещения тропических циклонов относится к 1898 г., когда впервые для этой цели был применен метод простой экстраполяции. В 1919 г. ученые пришли к выводу, что циклоны имеют тенденцию следовать в общем воздушном потоке вокруг более крупных барических систем. На основании накопленного материала о движении тропических штормов в 1924 г. были построены карты движения ураганов по месяцам. Эти карты позволили составлять прогнозы перемещения циклонов на климатической основе.

В 1935 г. был разработан метод определения ведущего потока по данным о ветре на высотах в двух точках, симметричных по отношению к центру тайфуна. После этого появилась целая

серия методов прогноза на основе ведущего потока.

Первая попытка объективного прогноза движения тропического циклона была сделана Рилем в 1950 г. Затем его метод был несколько усовершенствован. В настоящее время существуют синоптико-климатические и численные методы прогноза перемещения тропических циклонов.

Приступая к разработке метода прогноза движения урагана, каждый исследователь прежде всего пытался выяснить причины,

обусловливающие движение урагана.

Причины, обусловливающие движение тропических циклонов

Эксперименты, проведенные в 1952 г. Джорданом, показали, что ураган движется в том же направлении и с той же скоростью, что и средний поток в слое между подстилающей поверхностью и уровнем 300 мбар в кольце с радиусом 2—6° широты вокруг центра циклона. В 1958 г. Миллер показал, что циклон движется так же, как и среднее течение, в слое от 6 до 12,5 км

в кольце 2—4° широты вокруг центра циклона.

Считается, что есть две силы, которые могут быть основными причинами движения тропического циклона. Согласно Россби, одна из них связана с изменением параметра Кориолиса на южной и северной сторонах циклона. Эта сила действует в направлении к полюсу и достигает наибольших значений в случаях больших, интенсивно развивающихся циклонов. Вторая сила связана с тем, что течение, появляющееся в результате наложения вихря на ведущий поток, не линейно. Эта сила приводит к трохоидальному типу траекторий, по которым движутся многие тропические циклоны.

Многочисленные эксперименты на динамических многоуровенных моделях, построенных за последние 15 лет, показали, что циклоны перемещаются под влиянием интегрального потока в толще всей атмосферы и что ведущий поток сам видоизменяется в результате взаимодействия с ветрами вихря, а результирующее движение циклона вызывается не только ведущим потоком, но и взаимодействием между вихревой и ведущей циркуляциями. Вместе с тем для прогнозов на срок 12—36 ч составляющая ведущего потока, вероятно, в 4—10 раз больше, чем компонента, возникающая в результате этого взаимодействия.

Качественные способы предсказания **д**вижения **тро**пического циклона

Первые способы прогноза перемещения тропического урагана основывались на учете движения облаков и зыби в океане впереди тропического циклона. С появлением аэрологических данных, синоптических карт и карт барической топографии начали

разрабатываться многочисленные качественные способы прогноза перемещения ураганов. Так, например, были выдвинуты гипотезы о том, что тропические циклоны движутся, либо огибая ближайший к нему более крупный антициклон, либо параллельно языку теплого воздуха на средних и верхних уровнях тропосферы, либо в направлении ведущего потока (ветра на некотором уровне). В разных странах предлагались различные способы прогноза. К сожалению, при использовании этих качественных способов не всегда получали хорошие результаты. Это обстоятельство заставило искать новые объективные способы прогноза движения тропических циклонов.

Простейшие объективные способы прогноза движения тропических циклонов

Самый простой способ объективного прогноза — формальная экстраполяция. Когда имеются точные данные о последовательном положении тропического циклона за последние сутки через 6 часов, то формальная экстраполяция не уступает самым совершенным способам прогноза. Наиболее точные результаты получаются при движении циклона к западу в низких широтах. Однако формальную экстраполяцию нельзя применять, если циклон «петляет» или резко меняет направление.

Выше уже упоминалось о построении карт траекторий движения тропических циклонов. Эти карты стали основной для так называемого климатологического способа прогноза. Идея его сводится к предположению, что наблюдаемый циклон будет перемещаться так же (т. е. в том же направлении и с той же скоростью), как и циклон, наблюдавшийся ранее в том же месте и в тот же месяц. Так как для некоторых мест и месяцев циклоны имеют тенденцию «ходить проторенной дорожкой», климатологический способ прогноза дает часто неплохие результаты. Этот способ имеет существенное преимущество перед способом экстраполяции. При его использовании не нужно знать точного предыдущего положения циклона. На практике часто используют различные комбинации способа экстраполяции и климатологического способа.

Более сложные объективные методы прогноза движения тропических циклонов

В 1950 г. Риль и его сотрудники разработали метод прогноза движения циклонов, который предусматривает использование архивных данных при построении уравнения регрессии для суточного прогноза меридионального и зонального компонентов движения тропического циклона по соответствующим компонентам ветра на уровне 500 мбар. Соответствующие компоненты

ветра измеряются (вычисляются) по сетке точек, распространяющейся на 7,5° долготы к западу и востоку от центра циклона и на 5° широты к югу и 5—10° широты к северу от центра циклона. Затем этот метод неоднократно совершенствовался. Самая последняя его модификация (наиболее усложненная) была предложена в 1973 г. Он известен под индексом НС-73. Этот метод представляет собой комбинацию из ряда способов, предложенных ранее, и отличается потребностью большого количества данных.

В 1963 г. в Гонконге впервые был испытан метод предсказания перемещения тропических циклонов, который получил название «метод контрольной точки». Он основан на хорошей кор-

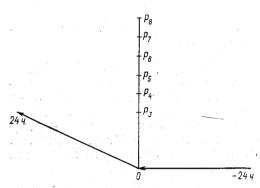


Рис. 6.13. Схема выбора точек при разработке метода контрольной точки.

етрелки — траектории движения циклона до искодного срока (от -24 ч до 0) и после исходного срока (от 0 до 24 ч).

реляции между направлением ветра в некоторых точках на высотах над рассматриваемым циклоном, и перемещением центра циклона. Метод проверялся в течение шести лет и дал положительные результаты.

При разработке метода большое внимание уделялось наиболее точному вычерчиванию траектории движения циклона. От конечной точки траектории вправо от направления движения циклона проводилась перпендикулярная линия и

на нее наносили шесть точек: P_3 , P_4 , P_5 , P_6 , P_7 и P_8 на расстоянии 3, 4, 5, 6, 7 и 8° широты от центра соответственно. Затем были вычислены отклонения направления ветра в каждой точке от направления перемещения центра циклона за сутки. Наименьшее отклонение для тайфунов дает точка P_5 на поверхности 500 мбар. Для менее интенсивных циклонов наиболее удачной признана точка P_4 на той же поверхности (рис. 6.13). Эти точки были названы контрольными. Таким образом было рассмотрено 230 случаев перемещения тропических циклонов различной интенсивности, как ураганов, так и менее интенсивных.

Для составления прогноза направления движения циклона достаточно определить направление ветра в контрольной точке, которое указывает, куда будет перемещаться циклон в последующие 24 часа.

Скорость движения циклона вычисляется по формуле

$$C = \frac{C_{KJ} + C_{9}}{2}$$

где $C_{\kappa\pi}$ — средняя скорость перемещения циклонов в данном районе в рассматриваемом месяце (климатическая скорость), $C_{\rm o}$ — скорость движения циклона за последние 12-24 ч.

Метод контрольной точки достаточно прост и не зависит от

наличия данных непосредственно над центром циклона.

В 1968 г. Ренар предложил еще один, усовершенствованный, способ прогноза движения тропических циклонов, основанный на принципе ведущего потока. Для составления прогноза используются карты среднего потока, составленные численными методами. В течение 12—24 ч до исходного срока осуществляется слежение за тем, насколько хорошо движение циклона согласуется со средним потоком. Отклонение от этого потока, выявленное до исходного срока, вводится как поправка к прогнозу.

Результаты проверки прогнозов перемещения тропических циклонов свидетельствуют о том, что средняя ошибка прогноза колеблется от 160-170 км за сутки в низких широтах до 300 км за сутки в более высоких широтах. Установлено, что для одних и тех же ситуаций различные методы дают существенно разные прогностические результаты. В низких широтах лучшие результаты получаются при использовании статистических методов прогноза, а в более высоких — синоптико-климатологических методов. Прогнозы по динамическим моделям пока еще далеки от совершенства, хотя и получен ряд обнадеживающих результатов.

6.6. ТЕХНИКА АНАЛИЗА И ПРОГНОЗА ИНТЕНСИВНОСТИ тропических циклонов по спутниковым данным

Слежение за тропическими циклонами с помощью метеорологических ИСЗ дает ценную информацию не только об их движении, но и об их эволюции. Спутниковые снимки позволяют определить стадию развития циклона и его интенсивность по характерным чертам облачной системы, связанной с циклонами. Используя данные Л. С. Мининой, проследим за облачными системами в различных стадиях развития циклона.

В начальной стадии развития циклона (стадия возмущения) на спутниковых снимках обнаруживаются беспорядочно разбросанные кучевообразные, слоистые и перистые облака. Постепенно количество облаков увеличивается, мощность их возрастает, появляются облачные полосы. Однако на этой стадии в полосах обнаруживаются разрывы, выпуклости, изгибы и другие неоднородности. Вся облачная система имеет неправильную форму, не симметричную по отношению к центру зарождающегося циклона.

На стадии циклонического вихря, имеющего на карте однудве замкнутые изобары, облачная система на спутниковых снимках приобретает вид «запятой», выпуклая часть которой обращена к востоку. Облачность становится более плотной,

количество разрывов уменьшается.

Когда циклонический вихрь достигает интенсивности тропического шторма, на спутниковых снимках прослеживается более широкая, мощная упорядоченная облачная система. Появляется яркая четко выраженная полоса конвективных облаков. Чаще всего эта полоса имеет вид одного витка спирали. Оформляется центральный облачный массив, сверху прикрытый перистой облачностью, которая может закрывать образующийся к этому

моменту глаз бури.

В циклоне, достигшем стадии урагана, облачная система еще больше уплотняется и увеличивается по площади. Облачные полосы концентрируются вокруг центра циклонической циркуляции. От центрального облачного массива могут отходить спиральные полосы (одна или несколько) шириной 100—200 км и длиной до 900 км. Полосы ориентированы в соответствии с направлением ветра в циклоне. На краю облачного массива располагаются гряды кучевообразных облаков. В этой стадии более ярко выражены перистые облака и более четко прослеживается их структура. Отдельные полосы перистых облаков указывают на растекание воздуха в верхних слоях над тропическим циклоном. Глаз бури, как правило, в виде черного пятна отчетливо прослеживается на фоне белого облачного массива.

Начало заполнения циклона на спутниковых снимках обнаруживается по овальной форме облачной системы и размытости ее границ. В процессе дальнейшего разрушения облачная система разбивается на отдельные пятна. Перистая облачность редеет. Пока циклон сохраняет значительную интенсивность виден глаз бури. Его раздвоение, размывание границ или исчезно-

вение свидетельствуют о заполнении циклона.

На основе изменения характерного вида облачных систем в процессе развития тропических циклонов Тихого океана разработана специальная методика прогноза их эволюции, которая предусматривает сопоставление спутникового изображения с моделью развития тропического циклона. Модель описывает развитие и разрушение (заполнение) циклона как изменение распознаваемых комбинаций облачных характеристик. Методика пре-

дусматривает пять последовательных этапов работы.

І. Оценивается эволюция циклона с момента предыдущего наблюдения. Методика не определяет, какой промежуток времени должен быть между наблюдениями, однако установлено, что заметные изменения вида циклона на снимке обнаруживаются через 12—16 часов. Поэтому эволюция оценивается путем сравнивания самого последнего снимка с одним из предыдущих, сделанных по крайней мере за полсуток до этого снимка. Результаты сравнения кодируются. Если возмущение развивалось, то процесс кодируется индексом D, если ослабевало — ин-

дексом W, а если оставалось в неизменном состоянии — индексом S. Для суждения о происходящих изменениях пользуются набором признаков.

Признаки развития возмущения (циклона)

1. Глаз бури хорошо виден:

- а) глаз бури стал более четким, более крупным, облака вокруг центра стали плотнее;
- б) наиболее плотные облака подошли ближе к центру циклона.
- 2. Глаз бури не виден, центр циклона закрыт густым покровом облаков:
- а) форма центрального плотного покрова (ЦПП) изменилась от неправильной к многоугольной или от многоугольной к овальной или круглой;
- б) форма ЦПП не изменилась, но он стал больше по пло-
- 3. Наблюдается сплошной облачный покров, состоящий из полос квазикруговой формы:
- a) полосы, огибающие центральную часть циклона, стали
- б) полосы остались прежней толщины, но приняли форму ближе к круговой.

Признаки ослабления возмущения (циклона)

1. Глаз бури хорошо виден:

- а) глаз бури стал менее четким, облака вокруг центра «поредели»;
 - б) плотные облака оказались дальше от центра.
- 2. Глаз бури не виден, центр циклона закрыт густым покровом облаков:
- а) контуры ЦПП стали более размытыми и принимают неправильные очертания;
 - б) площадь ЦПП стала меньше.
- 3. Наблюдается сплошной облачный покров, состоящий из полос квазикруговой формы:
- a) полосы, огибающие центральную часть циклона, стали уже
- б) облачные полосы приняли неправильную (не круговую) форму.

Признаки неизменного состояния возмущения (циклона)

Если на спутниковых снимках не обнаружено существенных изменений, считается, что возмущение осталось в прежнем состоянии.

II. По структуре облачности, отображенной на спутниковом снимке, определяется состояние циклона на данный момент времени. По виду облачности не всегда можно судить об интенсивности циклона в целом, ибо последняя связана также и со ско-

ростью ветра (см. этап III).

Определение состояния циклона по облачности — операция наиболее сложная и отличается некоторым субъективизмом. В коде предусмотрены условные обозначения состояния циклона. Едва наметившееся возмущение кодируют числом T=1, наиболее развитой ураган — числом T=8, промежуточные состояния — числами 3-7. В отдельных случаях используются дробные числа $(T=1,5,\ T=2,5\ \text{т. д.})$. Определение числа T требует навыка и непрерывного слежения за циклоном.

При первом обнаружении возмущения (циклона) число T

определяют как сумму

$$T = \mathcal{U} + \Pi$$

где \mathcal{U} — условное число, характеризующее облачность в центральной части тропического циклона; Π — условное число, ха-

рактеризующее облачные полосы.

Для определения числа *Ц* рекомендуется специальная диаграмма (рис. 6.14), учитывающая наличие или отсутствие сплошного облачного покрова в центральной части возмущения (СОЦ), его размеры и форму, размеры и форму глаза бури (ГБ), вид перистой и конвективной облачности вблизи центра возмущения. При работе с диаграммой необходимо принимать во внимание следующие положения.

1. СОЦ — плотная сплошная масса облаков, хорошо развитая по вертикали и покрывающая центральную часть возмущения или окружающая глаз бури. Форма СОЦ — ключ к оценке состояния возмущения, когда глаз бури либо вовсе не виден, либо весьма нечеткий. Форма СОЦ в углубляющихся циклонах изменяется от неправильной до овальной или от овальной до круг-

лой (рис. 6.15).

2. Для оценки состояния возмущения, когда глаз бури не виден или виден не четко, важно знать размер СОЦ, определяемый в градусах широты. Размеры других облачных характеристик, включая размер глаза бури, также определяются в градусах

широты.

3. Граница СОЦ в период углубления имеет четкие края. По мере развития циклона граница обычно изменяется от разорванной и неровной к плавной. Как только развитие прекращается, граница становится размытой и плохо просматриваемой.

4. За глаз бури на спутниковом снимке принимают круговой разрыв при отсутствии СОЦ, причем этот разрыв определяют по облачным полосам, которые опоясывают его (рис. 6.16).

5. Развитие возмущения прослеживается в характере облаков как комбинация полос конвективных облаков (вток воздуха

в циклон), перистых облаков (поток воздуха из циклона) и СОЦ. При этом возможны два случая

Первый случай. Наблюдается изогнутая полоса конвективной облачности, огибающая центральную часть возмущения, покрытую сплошным покровом облаков. Если сплошной покров состоит из перистых облаков в виде массива диаметром ≥3°, это значит, что течение на верхних уровнях слабое или антицикло-

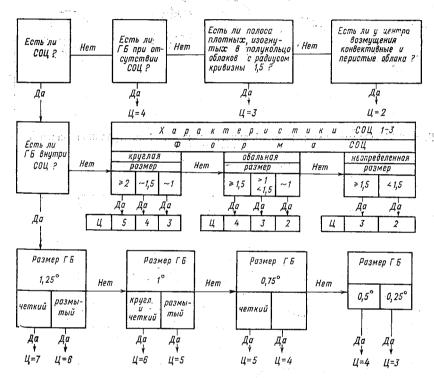


Рис. 6.14. Диаграмма для определения числа Ц.

 \mathcal{U} — условное число, характеризующее облачность в центре возмущения (циклона), СОЦ — сплошная облачность в центральной части возмущения (циклона), ГБ — глаз бури.

ническое и существуют условия для развития циклона. Если перистые облака над центром вытянуты и указывают на прямолинейное течение в одном направлении, это значит, что условий для развития возмущения нет.

Второй случай. Если на снимке есть конвективная облачность в виде полос, что указывает на хорошо выраженный вток, то можно не обращать внимания на вытягивание перистой облачности в полосы вблизи центра возмущения. Циклон будет развиваться. Появление плотной сплошной облачности вблизи центра циклона и увеличение размеров этой облачной массы

примерно до 1° широты и более свидетельствует о наличии благоприятных условий для развития циклона. Получив число \mathcal{U} , переходят к определению числа Π .

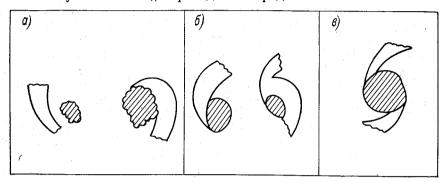


Рис. 6.15. Форма сплошного облачного покрова в центральной части циклона (СОЦ)

a — неправильная, δ — овальная, s — круглая.

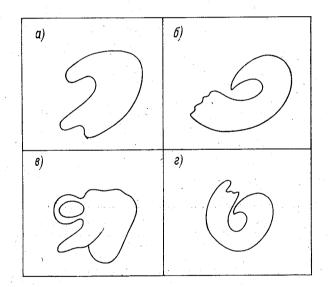


Рис. 6.16. Состояние возмущения, предшествующее развитию глаза бури (a, δ) , и образование глаза бури (a, c).

Условное число Π связано с количеством плотных сплошных облаков, представленных на спутниковом снимке в виде полосы, огибающей равномерно центральную часть возмущения в радиусе 4° широты от центра возмущения:

 $\Pi = 0$, если прослеживается лишь небольшое количество облаков квазикруговой формы вокруг центра возмущения или их вообще нет;

 $\Pi = 0.5$, если полоса облаков шириной $0.5-1^{\circ}$ неполностью огибает центральную часть возмущения (рис. 6.17 а);

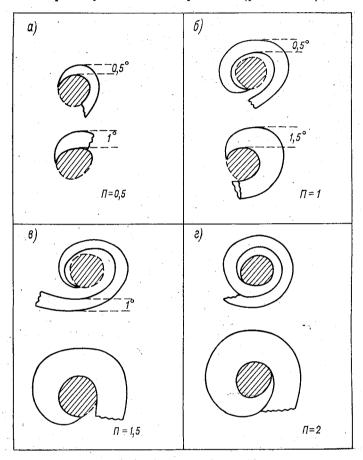


Рис. 6.17. Схематическое изображение полос облачности у центра циклона.

 $\Pi\!=\!1$, если полоса облаков шириной около 0,5° почти пол-H=1, семи полоса облаков шириной около одо почти полностью огибает центр возмущения или полоса облаков шириной 1,5° неполностью огибает центр возмущения (рис. 6.17 б); H=1,5, если полоса облаков шириной около 1° полностью огибает центр возмущения или полоса облаков шириной 1,5°

почти полностью огибает центр возмущения (рис. $6.17 \, s$);

 Π = 2, если полоса облаков любой ширины огибает несколько раз центр возмущения (рис. 6.17 г).

Сумму $U+\Pi$ называют первичным числом T. Последующее непрерывное слежение за возмущением (циклоном) позволяет изменять это число в соответствии с меняющимся состоянием возмущения, т. е. используют результаты первого этапа. Согласно модели, число T должно изменяться в процессе усиления или ослабления возмущения на 0,5 или 1 условную единицу в сутки, но оно не может быть больше 8. При развитии возмущения к первичному числу T прибавляют 0,5 или 1 (в зависимости от того, насколько быстро идет эволюция), при ослаблении возмущения от первичного числа T отнимают 0,5 или 1. Таким образом получают число T, характеризующее состояние циклона в следующий срок наблюдения.

Аналогичные операции повторяются в каждый срок наблюдения до тех пор, пока циклон не заполнится или не уйдет из тропических широт. Слабым моментом данного этапа работы является то, что синоптику приходится принимать решение о быстроте процесса эволюции циклона на основании субъективного суждения о происходящих процессах. Однако, если есть данные о максимальном ветре или минимальном давлении в циклоне, в субъективное решение можно внести поправку (см. ниже).

III. Определяется текущая интенсивность возмущения (циклона), характеризуемая неким условным числом H. Число H связано с максимальной скоростью ветра V_{\max} в циклоне и минимальным давлением на уровне моря p_{\min} в центре циклона (табл. 6.1). Возможны два пути определения числа H.

Первый путь. Значения V_{\max} и p_{\min} неизвестны. Отправным моментом служит число T. Комбинируя число T с данными этапа I и используя эмпирическую модель циклона, можно определить число H, а по нему из табл. 6.1 найти V_{\max} и p_{\min} . Согласно модели, при неизменном состоянии циклона S или при его развитии D вид облачной системы хорошо коррелируется с V_{\max} . Числа D и D подобраны так, что в этом случае они соот-

Таблица 6 Связь текущей интенсивности (H) с максимальной скоростью ветра ($V_{\rm max}$) и минимальным давлением на уровне моря ($p_{\rm min}$) в тропическом циклоне (северная часть Тихого океана)

Число И	V _{max м/с}	р _{тіп} мбар	Число И	V _{max} м/с	р_{тіп} мбар
1,5 2 2,5 3 3,5 4 4,5	12 15 18 22 26 31 36	1004 1001 997 992 987 982 973	5 5,5 6 6,5 7 7,5	42 48 55 62 70 79 90	964 954 942 928 914 900 885

ветствуют друг другу, т. е. если по данным об облачности определено некое число T, то оно же будет и числом H. Следовательно, T = H, если этап I закодирован буквами D или S.

В заполняющихся циклонах уменьшение скорости ветра происходит примерно через 24 часа после дегенерации облачных характеристик, указывающих на ослабление возмущения. Призаполнении циклона изменение числа T будет на 0,5 опережать изменение числа H. Например, если H и циклон заполняется, то текущая интенсивность такого циклона H = 6,5.

Второй путь. Значения V_{\max} и p_{\min} известны (или известно одно из них). Тогда по табл. 6.1 определяют число U и по нему уточняют число T, а дальнейшие оценки состояния

циклона делают на основании уточненного числа Т.

IV. Определяется тенденция текущей эволюции циклона. На спутниковых снимках можно обнаружить те или иные признаки с происходящего в момент съемки углубления или заполнения циклона. Задача заключается в том, чтобы по спутниковому снимку, используя набор признаков (табл. 6.2), определить характер (усиление или ослабление) втока в нижних слоях, оттока в верхних слоях и восходящих движений в циклоне. Усиление этих процессов указывает на углубление циклона, а ослабление — на его заполнение. Об эволюции циклона можно судить и по общему виду всего массива облачности. Если вся облачность циклона на спутниковом снимке имеет вид запятой, это говорит о том, что данный циклон углубляется. Если облачность на снимке имеет вид круга (или близкий к кругу), то такой циклон считается заполняющимся. Однако для более точной оценки эволюции возмущения рекомендуется пользоваться всем набором признаков.

Совпадение текущей эволюции циклона с его эволюцией за последние сутки (или 12 часов) позволяет не учитывать в прогнозе результаты этапа IV. При отсутствии такого совпадения используются знаки «плюс» или «минус», которые проставляются перед буквами D, S и W (результаты первого этапа). Знак «плюс» следует добавлять в тех случаях, когда циклон за последние сутки ослабевал или не изменялся, а на последнем снимке имеются признаки его углубления или когда его развитие в среднем за последние 48 часов превысило «модельное» развитие, т. е. когда число И за 48 часов изменилось (выросло) больше, чем на 2 условные единицы. Знак «минус» следует добавлять в тех случаях, когда за последние сутки циклон углублял. или не менял своей интенсивности, а на последнем снимке имеются признаки его текущего ослабления или когда за последние 48 часов среднее ослабление превысило «модельное» ослабление, т. е. когда число И за последние 48 часов изменилось (уменьшилось) больше, чем на 2 условные единицы.

V. На заключительном этапе предусматривается составление прогноза эволюции циклона на 24 часа. В результате четырех

Признаки тенденции текущей эволюции тропического циклона

<u>.</u>	При	знаки
Процесс	усиления	ослабления
Вток на нижних уровнях	1. Полосы конвективных облаков идут спирально к центру, входя в центральный облачный массив под большими углами	1. Полосы конвективных облаков имеют размытые границы, либо вовсе не различимы
	2. Контуры плотных сплошных облаков резкие и четкие	2. Полосы различимы, они равномерно окружают центральную часть возмущения
Отток на верхних уровнях	1. Перистые облака по мере удаления от центра придают возмущению затуманенный вид по крайней мере с трех сторон	1. Перистые облака имеют сероватый цвет и очень небольшой антициклонический изгиб
	2. Перистые облака видны в виде антициклонически изогнутых полос	2. Перистые облака имеют четкие края на одной стороне возмущения и размытые на противоположной
Восходящие движения	1. Плотные облака в центральной части возмущения выглядят ярко и имеют резкую границу по крайней мере в одном квадрате	 У самого центра возмущения видно небольшое количество перистой облачности Вокруг центра видны разорванные или ячейкообразные остатки ранее плотной облачности

предыдущих этапов работы в распоряжении прогнозиста имеется условная характеристика циклона, включая индексы D, S или W, число H, а иногда и знак перед индексом. Например, индекс—D5,5 означает, что циклон за последние сутки углублялся, но в момент последнего фотографирования появились признаки его заполнения; текущая интенсивность циклона составила 5,5 условных единиц.

Суть прогноза состоит в том, чтобы предсказать интенсивность циклона через 24 часа. В основу прогноза положены данные «модельного» развития циклонов, представленные в табл. 6.3 и 6.4. Таблица 6.3 связывает текущую интенсивность с ожидаемой интенсивностью циклона через 24 часа, а таблица 6.4 дает поправку к ожидаемой интенсивности в тех случаях, когда перед первой буквой стоит знак «плюс» или «минус».

Индек кода	число И
	Текущая интенсивность
· —	1 1,5 2 2,5 3 3,5 4 4,5 5 5,5 6 6,5 7 7,5 8
	Ожидаемая через 24 часа интенсивность
D S W	

Таблица 6.4

Поправки к прогнозу интенсивности тропического циклона

Символы кода
$$+D$$
 $+S$ $+W$ $-D$ $-S$ $-W$ Поправки $+0.5$ $+0.5$ $+1.0$ -1.0 -0.5 -0.5

Согласно табл. 6.3, в рассматриваемом примере ожидаемая интенсивность должна быть 6. Однако знак «минус» обязывает внести поправку —1,0 (табл. 6.4). Таким образом, ожидаемая интенсивность циклона будет равна 5.

При прогнозе эволюции тропических циклонов рассмотренным способом можно учитывать также признаки особо интенсивных ураганов, которые иногда называют суперштормами. Циклоны, интенсивность которых характеризуется числами H, равными 7 или 8, через 24 часа образуются из возмущений также весьма интенсивных ($H\!=\!6$). Характерными признаками таких ураганов являются:

- а) расширение СОЦ или расширение полос и увеличение их числа;
- б) полоса широкой, ровной тестуры, которая полностью окружает СОЦ круглой формы, причем внутри СОЦ виден четкий, правильной формы глаз бури, располагающийся в самом центре;
- в) появление глаза бури, когда внутри одной стены облаков видна вторая поменьше, располагающаяся ниже.

6.7. ПОСЛЕДСТВИЯ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

Губительные последствия тропических циклонов связаны с ураганными ветрами, штормовыми нагонами воды и наводнениями, вызываемыми сильными ливнями. В большинстве случаев разрушения вызываются либо ветром, либо штормовым нагоном воды. Однако в горных районах оно может быть вызвано потоками воды с гор, с огромной силой сметающими все на своем пути.

Напор ветра возрастает пропорционально квадрату его скорости. Кроме того, он зависит от формы препятствия, на которое натекает воздушный поток.

Штормовые нагоны воды зависят от скорости ветра, градиента давления, топографии морского дна и конфигурации берегов. Под нагоном подразумевается подъем воды вдоль берега по мере движения циклона на сушу. При прохождении хорошо развитого циклона подъем воды может достигать 1,5—8 м, а в закрытых узких заливах он может быть еще больше. Штормовые нагоны воды сопровождаются сильно развитым волнением. Огромные волны, обрушивающиеся на берег, в совокупности с сильным ветром являются наиболее разрушительными силами циклона.

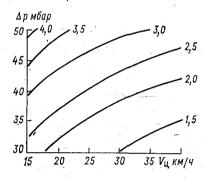


Рис. 6.18. Высота волн (метры), рассчитанная как функция модельной интенсивности циклона (дефицита давления в центре $\Delta p = 1013 - p_0$) и скорости его перемещения V_{π} вдольтраектории с юго-запада на северовосток в соответствии с численной моделью штормов для Бенгальского залива (по Дасу, Синху, Баласубраманьяму).

Высоту волн, возникающих под действием тропического циклона, можно рассчитать с помощью математических моделей, в основе которых лежат так называемые уравнения мелкой воды. Для конкретных побережий рассчитаны специальные диаграммы, позволяющие составлять прогноз волнения при прохождении циклона. На рис. 6.18 приведена такая диаграмма для Бенгальского залива. В данном случае самое сильное волнение следует ожидать при прохождении медленно перемещающегося циклона, в центре которого наблюдается наиболее низкое давление.

Прохождение каждого тропического циклона сопровождается нежелательными для человека последствиями, несмотря на то что в последнее время в большинстве стран действует система предупреждений о тропических циклонах и принимаются соответствующие защитные меры.

В табл. 6.5 приведены сведения о наиболее разрушительных циклонах, зафиксированных в период с 1974 по 1977 г. Из 27 случаев, представленных в таблице, только в 4 случаях не сообщается о пострадавших людях и только в 5 случаях не сообщается о человеческих жертвах, в 12 случаях число пострадавших превышает 100 человек, из них в 6 случаях более 100 человек погибло. В 3 случаях не сообщается о материальном ущербе и только в 1 случае сообщается о небольшом ущербе, а во всех

Таблица 6.5

Сведения о последствиях прохождения тропических циклонов за 1974—1977 гг. (по опубликованным данным)

				Интенсивность	Tb	Число посл	Число пострадавших человек	человек	
Страна	Дата	Название	давление в центре, мбар	макси- мальная скорость ветра, м/с	количе- ство ссадков, мм	погибло	ранено	осталось без крова	Материальный ущерб
Мадагаскар	I 1974 r.	Эсмеральда	1	-	1	· · · · · ·	1		13 000 ам. долл.
Танзания	ΛI	Хорина	1	1]	1	1.	1	140 000 ам. долл.
Япония	VII	Джильда)				-			
	IX	Полли	, 1	1	1	163	208		28 263 млн. иен
	IX	Ширли		ure.					
Австралия	XII	Трэйси	-1	7.7	1	20	.1	j	280 млн. авст.
Мадагаскар	1 1975 г.	Камилла	}	56	ı	3	-	1 700	долл.
: 7	-	Фернанда	963,5	56	1	0	I	134	1.
Маврикий		Жервеза	951,0	22		9	1	1	150 млн. ам. долл.
Япония	VIII	Филлис)							
	ΙΧ	Рита	ŀ	1	-	108	1	f,	88 000 млн. иен
	×	Кира							
CIIIA	XI	Элоиза	1	1	3000	несколько человек	1	170	150 млн. ам. долл.

			12			Tree or Line	The second secon		
			7.	интенсивность	q	אמנו סויטור	Тражавших	FIUBER	
Страна	Дата	Название	давление в центре, мбар	макси- мальная скорость ветра, м/с	количе- ство осадков, мм	погибло	ранено	осталось без крова	Материальный ущерб
Индия	×		l	45	.	85	1	· [750 млн. рупий
Новая Кале-	111	Алисон	942	53	ı	1		1	55 млн. фр. фран-
дония Австралия	XII	Джоан	!	.1	l	1		1	ков 25 млн. ав. долл.
Индия	IX 1976 r.	1	ı	40	1	40	1	1 .	2 240 млн. рупий
	IX	1	4:	40	1	150	1	1	
Япония	XI	неф	1	ł	1138	167	455	I	250 000 млн. иен
Мексика	×	Лиза	ı	1	1	009	200 000	1	700 млн. песо
Мадагаскар	I 1977 r.	Эмилия	ļ	50	!	31	. '	30 000	73 млн. ам. долл.
	-	Херви	l	20	.1	ಬ	1	0 2 2 9	. 1
Япония	VII	Bepa	l	20	1	несколько	I		24 млн. ам. долл.
	VIII	Эйми	; 	1.	662	0 0	1	1	24 млн. ам. долл.
	IX	Бейб	907,3	1			139	1	84 млн. ам. долл.
	IX	Эмма	1	Í	ı	6	1	1	8 млн. ам. долл.
Индия	. IX	1	941,0	i.	1	10 000	, I	1	
	_		1		· ·		_		

Примечание. Тире означает, что сведений не сообщалось.

остальных случаях материальный ущерб составил внушительные суммы.

По сведениям, публикуемым в США, материальные потери, наносимые ураганами, из года в год возрастают. Имеются случаи, когда один ураган наносит прямой ущерб, превышающий миллиард долларов. Косвенные потери за счет перерывов в про-

изводстве могут существенно увеличивать эту сумму.

В США разрабатываются методы искусственного воздействия на ураганы с целью уменьшения скорости ветра. Произведенные оценки ожидаемых результатов воздействия показывают, что скорость ветра в урагане может быть снижена примерно на 15%. В этом случае его разрушительная сила могла бы быть уменьшена по крайней мере на 30%. Экономический эффект в расчете на средний ураган для США составил бы около 100 млн. долларов. Подобная экономия могла бы быть

достигнута и для других районов мира.

Значительный экономический эффект может принести успешный краткосрочный прогноз движения и эволюции тропических циклонов и связанных с ними штормовых ветров. Своевременное предупреждение о циклоне позволяет предпринять необходимые меры по предохранению населения от грозящей опасности и уменьшить по возможности наносимый циклоном ущерб. Такие предупреждения важны и в связи с тем, что многие районы мира зависят от выпадения осадков, приносимых тропическими циклонами — смягчается засуха, наполняются водой бассейны (резервуары), удовлетворяются и другие потребности в воде. При прохождении типичного тропического циклона выпадает 450-500 мм осадков. Когда такой циклон проходит через горные районы количество осадков возрастает в 2-3 раза. В засушливых районах предупреждения о выходе циклона могут быть с успехом использованы для принятия возможных мер по сохранению выпавшей воды.

Для метеорологов важна еще одна сторона последствий тропических циклонов. Они оказывают влияние на процессы общей циркуляции атмосферы. Выше уже упоминалось о важной роли атмосферы тропической зоны в глобальной циркуляции. Тропические циклоны составляют часть этой циркуляции. В численных климатических моделях, где необходимо реалистическое описание процессов, происходящих в тропиках, нельзя не учитывать взаимодействие между системами самых различных масштабов, в том числе процессов, приводящих к возникновению возмущений в основном течении, включая тропические циклоны. В свою очередь тропические циклоны, воздействуя на основное течение и преобразуя его, влияют на характер циркуляции атмосферы по крайней мере в региональном масштабе.

С тропическими циклонами связано развитие систем мощной проникающей конвекции с образованием кучевых и кучево-дождевых облаков, являющихся проводниками энергии от подсти-

лающей поверхности в верхние слои тропосферы. Оттуда энергия уносится потоками в более высокие широты, давая начало новым возмущениям и преобразуя тем самым процессы общей циркуляции. Таким образом, тропические циклоны, проявляясь в виде локальных циркуляционных систем, могут играть значительную роль в формировании и эволюции глобальной циркуляции атмосферы.

вопросы қ главе 6

1. Перечислите районы возникновения тропических циклонов. Где они возникают чаще всего?

2. В какое время года отмечается максимальная повторяемость тропических циклонов?

3. При выполнении каких условий образуется тропический циклон?

4. Как протекает процесс образования тропического циклона? 5. Какова роль океана в образовании тропического циклона?

6. Какую роль играет конвекция при образовании и эволюции тропиче-

ского циклона? 7. Какие стадии проходит тропический циклон в процессе своей эволю-

ции? Охарактеризуйте каждую стадию. 8. Как подразделяются тропические циклоны в зависимости от их ин-

тенсивности?

9. Как распределяется приземное давление в тропическом циклоне?

10. Как распределяется ветер в тропическом циклоне? Где располагается пояс максимального ветра?

11. Как распределяется касательная и радиальная составляющие скорости ветра по горизонтали и с высотой в тропическом циклоне?

12. Как распределяется температура в тропическом циклоне? 13. Охарактеризуйте облачность в тропическом циклоне.

14. Какое количество осадков выпадает в тропическом циклоне? В чем трудность их измерения?

15. Каким образом можно рассчитать количество осадков в тропическом пиклоне

16. Что такое глаз бури? Как определить его размеры? Какая погода

наблюдается в районе глаза бури? 17. Дайте общую характеристику связи максимального ветра и мини-

мального давления в тропическом циклоне. 18. В каком направлении и с какой скоростью чаще всего перемещаются

тропические циклоны? 19. Перечислите основные группы способов прогноза перемещения тропи-

ческих циклонов. 20. В чем состоит метод «контрольной точки»?

21. Охарактеризуйте вид облачных систем со спутника в различных стадиях развития тропического циклона.

22. Как можно оценить эволюцию тропического циклона по спутниковым данным?

23. Как по спутниковому снимку определить интенсивность тропического циклона?

24. Как определяется тенденция текущей эволюции тропического циклона?

25. Составьте прогноз эволюции тропического циклона, если условная характеристика циклона в исходный момент +S4,5. 26. Чем опасен тропический циклон?

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов Р. В. Основные факторы суточного режима приводного слоя воздуха на экваторе.— Метеорология и гидрология, 1977, № 2.

2. Белевич Р. Р. Некоторые особенности пространственного распределения временной изменчивости атмосферного давления в экваториальной

области Атлантики.— Метеорология и гидрология, 1975, № 1. Боровиков А. М., Невзоров А. Н. Результаты самолетных наблюдений над облачностью в ТРОПЭКС-72.— Метеорология и гидрология,

4. Бурлуцкий Р. Ф. О структуре тропической атмосферы при возникно-

вении тайфунов. — Метеорология и гидрология, 1964, № 3. Бурлуцкий Р. Ф. О причинах вэрывного начала и границах распространения летнего муссона в Индийском океане. — Метеорология и гидрология, 1974, № 9.

6. Бурлуцкий Р. Ф., Бельская Н. Н., Селезнева В. С. Лел муссон в Аравийском море.— Метеорология и гидрология, 1973, № 2.

7. Витвицкий Г. Н. Циркуляция атмосферы в тропиках. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971.

8. Гедеонов А. Д. Об африканской засухе последних лет.— Метеорология и гидрология, 1975, № 5.

9. Груза Г. В., Гресько П. Д. Статистические методы прогноза перемещения тропических циклонов Атлантического океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977.

10. Добрышман Е. М. О некоторых особенностях полей ветра и давлев приэкваториальной области. — Метеорологические исследования,

11. Добрышман Е. М. О некоторых особенностях циркуляции в тропо-

сфере в экваториальной области.— Метеорология и гидрология, 1964, № 5. 12. Добрышман Е. М. О волновых движениях в экваториальном поясе.—

Метеорология и гидрология, 1977, № 1.

13. Добрышман Е. М., Фалькович А. И. О некоторых моделях стационарного движения воздуха в экваториальной зоне.— Метеорология и гидрология, 1967, № 7.

14. Ингель Л. X. К теории циркуляции тропосферы в экваториальных широтах.— Метеорология и гидрология, 1977, № 6.

15. Кац С. А. Формирование и вертикальная структура летней внутритро-

пической зоны конвергенции в Индийском океане.— Труды Гидромет-центра СССР, 1972, вып. 107.

16. Копычева В. С., Светлова Т. П. Особенности структуры поля осадков в тропической зоне Атлантики.— Метеорология и гидрология, 1976, № 10.

17. Кошельков Ю. П. Различия циркуляции северного и южного полу-

шарий.— Метеорология и гидрология, 1974, № 7. 18. Кривелевич Л. М., Романов Ю. А. Некоторые особенности атмосферной циркуляции над океанами в приэкваториальных широтах.— Метеорология и гидрология, 1977, № 5.

19. Лебедева Н. В., Завальская Н. А. Условия конвекции во внутритропической зоне конвергенции над Восточной Атлантикой. — Метеорология и гидрология, 1974, № 5.

20. Литвиненко Л. И. Зональная циркуляция в экваториальных широ-

тах.— Метеорология и гидрология, 1966, № 3. 21. Литвиненко Л. И. О воздухообмене между северным и южным полушариями.— Метеорология и гидрология, 1965, № 6.

- 22. Мамедов Э. С., Павлов Н. И. Тайфуны.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 23. Марченко А. С. Об определении максимальных скоростей ветра в тор-
- надо и тропических циклонах. Метеорология и гидрология, 1961, № 5.
- 24. Минина Л. С. Практика нефанализа.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 25. Минина Л. С., Чан Динь Ба. О размере облачных систем тайфунов.— Метеорология и гидрология, 1974, № 12.
- 26. Морозова И. В. Режим облачности в тропической части Северной
- Атлантики.— Метеорология и гидрология, 1975, № 1. 27. Нгуен Суан-Зуй, Юдин М. И. К теории инерционных колебаний атмосферы в низких широтах.— ИАН СССР, Физика атмосферы и океана, 1972, т. VIII, № 10.
- 28. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.
- 29. Петросянц М. А., Фалькович А. И. О суточном ходе метеорологических элементов в районе АТЭП.— Метеорология и гидрология, 1977, № 7.
- 30. Петросянц М. А., Снитковский А. И., Фалькович А. И. О циркуляции воздуха во внутритропической зоне конвергенции.— Метео-рология и гидрология, 1977, № 5.
- 31. Пономаренко С. И. Условия развития конвективной облачности и осадков в пассатной и экваториальной зонах Атлантического океана.
- осадков в пассатной и экваториальной зонах Атлантического океана.—
 Метеорология и гидрология, 1975, № 6.

 32. Пономаренко С. И., Глазова О. П. Положение и эволюция ВЗК в Атлантическом и Индийском океанах 4 июня—12 июля и 1—9 августа 1971 г.—Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 109.

 33. Пономаренко С. И. Термодинамические условия формирования кон-
- вективной облачности и ливневых осадков в Индийском океане.— Метео-
- рология и гидрология, 1976, № 6. 34. Рамедж К. Метеорология муссонов. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.
- 35. Риль Г. Тропическая метеорология. Пер. с англ. Л.: Гидрометеоиздат, 1963.
- 36. Романов Ю. А. Карты дивергенции и завихренности результирующей скорости ветра над Индийским океаном.— Труды ИОАН, 1965, т. 78.
- 37. Романова Н. А., Романов Ю. А. О величинах барических градиентов в приэкваториальных широтах. — ИАН СССР, Физика атмосферы и океана, 1965, № 11.
- 38. Романова Н. А., Романов Ю. А. Некоторые особенности поля ветра у экватора в связи с распределением атмосферного давления.— Метеорология и гидрология, 1974, № 6.
- 39. Семенов Е. К. Некоторые особенности внутритропической зоны конвергенции по наблюдениям с метеорологических спутников. — Метеорология и гидрология, 1975, № 2.
- 40. Семенов Е. К. К аэроклиматологии экваториальных западных ветров нижней тропосферы. — Метеорология и гидрология, 1974, № 2.
- 41. Семенов Е. К. О структуре и миграции экваториальной зоны западных ветров восточного полушария. — Метеорология и гидрология, 1974,
- 42. Семенов Е. К. Особенности облачных скоплений внутритропической зоны конвергенции бассейна Индийского океана. — Метеорология и гидрология, 1977, № 6.
- 43. Семенов Е. К. Тропические циклоны южного полушария.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 13.
- 44. Ситников И. Г. Об анализе тропических циклонов и прогнозе их перемещения численными методами. — Метеорология и гидрология, 1964,
- 45. Ситников И. Г. Қ вопросу о масштабном анализе уравнений динамики тропической атмосферы.— Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 197.

46. Ситников И. Г. Численное моделирование тропических циклонов и прогноз их траекторий. В кн.: Тропическая зона Мирового океана и свя-

занные с ней глобальные процессы.— М.: Гидрометеоиздат, 1973.

47. Ситников И. Г., Агренич Е. А. К теории перемещения тропических циклонов в бароклинной атмосфере.— Труды Гидрометцентра СССР, 1974,

вып. 145.

вып. 140.

48. Тараканов Г. Г. О перемещении тропических циклонов центральной Атлантики.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 141.

49. ТРОПЭКС-72. Труды Межведомственной геофизической экспедиции по программе национального Атлантического тропического эксперимента/Под ред. М. А. Петросянца, Д. Л. Лайхтмана, В. Н. Иванова, В. С. Самойленко. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974.

50. ТРОПЭКС-74. Труды Межведомственной экспедиции по программе международного Атлантического тропического эксперимента. Том 1. Атмосфера/Под ред. М. А. Петросянца, А. М. Боровикова, В. Н. Иванова, В. С. Самойленко, А. И. Снитковского, Е. М. Фейгельсона.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.

51. Фалькович А.И. Динамика и энергетика внутритропической зоны конвергенции.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.
52. Фалькович А.И., Шаронова В.А.О порядке величин метеорологических элементов по данным наблюдений на мезополигоне ТРОПЭКС-72.— Метеорология и гидрология, 1974, № 11.

53. Хромов С. П. К вопросу о характере междутропической зоны конвергенции.— Изв. ВГО, 1960, т. 93, вып. 2.

54. Хромов С. П. Типы приземного распределения ветра вблизи экватора.—

Изв. ВГО, 1961, т. 93, вып. 2. 55. Хромов С. П. К вопросу о природе осадков над тропическими широ-

тами океанов.— В кн.: Квазидвухлетняя цикличность и циркуляция в атмосфере и океане.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.

56. Хромов С. П., Кац А. Л., Бурлуцкий Р. Ф. Структура внутритропической зоны конвергенции в Атлантическом океане.— В кн.: Квазидвухлетняя цикличность и циркуляция в атмосфере и океане. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Антипассаты 92, 99, 100	-, структура 70
Антициклон(ы) высотные 103, 109	тропические 100—111, 118, 122, 132
— динамические 103	— циклонические 121, 123, 128, 129
— приземные 103	Волны 75
сибирский 113, 115	— восточные 104—107, 131
субтропические 90, 93, 98, 99	— давления 25—30, 71, 110
- термические 103	— наведенные 108, 109
Асимптоты 73, 74, 85	, скорость перемещения 105
	— тропические 109
D 100	– экваториальные 104, 107, 108
Вентиляция 122	Вторжение полярное 110
Ветер геострофический 37, 38	Dispinence nomphoe 110
— действительный 37	F 5 100 140 140 154 155
— изменение с высотой 32—34	Глаз бури 138, 140—142, 154, 155,
—, поле 30, 31, 40, 73—75, 1 09	156, 163
 связь с полем давления 35—45, 	Градиент геопотенциала 38, 40
72, 144147	— давления 24, 37, 38, 44, 134, 142
—, сдвиг (разрыв) вертикальный 122	— температуры вертикальный 21, 22,
-, — горизонтальный 111, 131, 132	58, 65, 86—87
—, устойчивость 32	— влажноадиабатический 58
 циклострофический 37 	— — горизонтальный 132, 140
Вихрь 70, 101—103	 — сухоадиабатический 21, 58, 59
абсолютный 38, 39, 106	Границы гропической зоны 5
- антициклонический 39, 135	Гребни 105, 106
относительный 38, 76, 83, 90, 103,	Грозы 63, 64, 95, 105, 109
105	
— скорости 75—86	Давление 24—30
 циклонический 101, 131, 153, 154 	— в глазе бури 141
Влажнонеустойчивость 58	— динамическое 38
Влажность 8, 58, 63, 65, 86, 87	 —, изменения непериодические 24
—, вертикальное распределение 15,	—, — периодические 24—25
21—23, 64, 95	, периодические 21 20, лапласиан 79—81
Внутритропическая зона конверген-	—, поле 108, 109
ции (ВЗК) 33, 48—50, 59, 71, 86,	Движения вертикальные 51, 61, 77,
92—97, 114, 119, 120, 121, 131	123
Воздух (воздушные массы) 82, 85—	— восходящие 60, 61, 78, 121, 122,
87, 91, 92, 98	161, 162
 влажные, неустойчивые 117, 118 	— нисходящие 60, 62, 78, 91, 141
— устойчивые 118	——, поле 94, 95
 континентальный тропический 86 	Депрессия 61
— умеренный 86	— термическая 112, 115, 116
 морской тропический 86 	— тропическая 132
— — умеренный 87	— экваториальная 16, 24
-, обмен между полушариями 92	Дивергенция 94, 95, 105, 109, 111
 пассатный 86—87, 115 	— водяного пара 125
— полярные 119	— воздушных потоков (ветра) 8, 70
—, секундная масса 65	— крупномасштабная 121
 сухой (ие) устойчивый (е) 96, 115, 	—, линии 73
117	—, поле 94, 95, 108, 121
– экваториальный 86, 87, 115	— скорости 75—86
Возмущения 70, 76, 89, 90, 121	— скорости 75—60 —, точки 73
— антициклонические 121	Динамическое согласование 40—43
- вихревые 123	Дожди из теплых облаков 51
— волнообразные 102, 103—109	— ливневые 47, 48, 50, 51, 54, 87
—, интенсивность 70, 89—90	— муссонные 117
—, масштаб 61	— обложные 50, 51, 86
—, размеры 70	— сезон 115
, paomephi 10	, coon 110
170	

Завихренность 90, 109, 121 Метод контрольной точки 152 Муссон(ы) 89, 93, 111—120
— азиатский 30, 113—118
— африканский 30, 119—120
— зимний 114—115, 118
— летний 115—118 3acvxa 7 Изаллобары (изаллогипсы) 71, 72 Изменчивость метеорологических величин 8 -, пульсация 117, 118 Изобары 71 Изображения (снимки) спутниковые 13, 47, 72, 134, 153, 155, 156, 161 Изогипсы 72 Наблюдения метеорологические 8, 71 —, организация 8—15 Изогоны 73 -, ошибки 10 — учащенные (непрерывные) 12, 14 Изотахи 73, 75, 107 Инверсия пассатная 22, 64, 71, 98, 99 , частота 12 Нагоны воды штормовые 163, 164 Карты барической топографии (высотные) 40, 70, 72—75, 99, 150 — климатические 43 Начальное циклоническое возмущение (НЦВ) 130—132
Нейтральные точки 73
Неустойчивость бароклинная 130, 132
— баротропная 131, 132
— конвективная 122, 132 погоды, приземные (синоптиче-ские) 71, 100, 101, 108, 109, 150 - среднего потока 153 — траекторий движения циклонов условная 61, 62 149, 151 Облака (облачность) 13, 45—50, 93, 94, 96, 138 Конвективно-неустойчивый слой (KHC) 62, 63 - вертикального развития 46, 48 Конвекция 8, 46, 47, 61, 62, 82, 102, 103, 111, 121, 123, 132 — волнистых форм 48
—, гряды 46—48, 61
— кучевая 45, 59, 65, 85, 95, 103, 153 -, адиабатическая модель 62, 63, 65 глубокая (проникающая) 58, 62, 63, 105, 122, 123, 132 - кучево-дождевая 14, 46, 47, 49, 51, 58, 65, 67, 69, 81, 85, 126 - перистая 14, 46, 48, 153, 154, 157, -, механизм образования **58** —, неадиабатическая модель 64-— приглушенная 58, 62, 103, 105 162 —, поле(я) 13, 61 —, скопления 13, 14, 61 — термическая 52 — термическая 62 —, уровень 62, 64 — ячеистая (кучевая) 58, 62, 63 Конвергенция 94—96, 105, 106—109 — слоисто-кучевая 85 — слоистых форм 48, 153 —, суточный ход 45 Осадки 50—56, 93, 94, 96, 117, 118, воздушных потоков (ветра) 8, 49, 52, 58, 61 138 - вторичная 96, 112 –, изменчивость 54, 56, 115 —, линии 73 —, количество 95
— ливневые 47, 50, 51, 65, 110
—, механизм образования 51—54
— обложные 50, 110 , область (зона) 112, 118 -, поле 121 точки 73 Конденсация 52, 61, 62, 91, 123, 132 Ливни 63, 64, 95, 105 Линейные системы 109—111 Линии возмущения 81-83, 109 — разрыва в поле ветра 74 — сдвига ветра 70, 110, 111 — тока 72—75, 107

—, способы построения 72—75

- меридионально расположенная 92,

экваториальная 24, 32, 56, 71, 90,

91, 92--97, 102, 103, 111, 112, 123

— шквалов 81

Ложбина 71, 105, 109

— верхняя (высотная) 110

Основное течение (поток) 89, 101, 103, 106, 107, 130 Параметр конвекции 62-64 Кориолиса 7, 35, 38, 39, 44, 103, 105 Россби 79 Пассаты 89, 92, 95, 97-99, 112, 124, 126 верхние 98, 99нижние 98, 99 Перемешивание 61, 65 Перенос водяного пара 124—125 Плотность сети станций 9—12 Поверхности изобарические 146

```
Полосы облачные 138, 153, 154, 155,

циклострофического

                                                                                    лвижения
    156, 159, 162
                                                     141, 144
 Пояс высокого давления (субтропи-
ческий) 5, 24, 32, 97, 104, 109, 110
                                                  Ураганы 102, 128, 132, 141, 154, 156
 Прогноз интенсивности тропических
                                                  Фронты холодные 110
   циклонов 153—163

    перемещения тропических цикло-
нов 148—153

                                                  Харматтан 120
 — погоды 70
                                                  Шиклоны 120
                                                   высотные 102, 108, 109
                                                  — приземные 102
 Радиационный баланс 16, 123
                                                  — на переднем крае муссона 115

— тропические 6, 7, 12, 25, 37, 50, 101, 103, 104, 128—168

— , возникновение 128—132
 Разрезы вертикальные временные 14,
   70, 91, 105

пространственные 14

Сила барического градиента 37

— Корнолиса 95, 131, 132

— центробежная 37, 141

Силоптический (e) объект (ы) 71, 72,
                                                  —, ветер 37, 134—137
                                                    , давление в центре 133, 134, 142-
                                                    147, 160
                                                    - -, движение 103, 149, 150
                                                        максимальная скорость ветра
   101-111
                                                    102, 133, 134, 160
 Станции автоматические 13
 — аэрологические 9, 11, 107— метеорологические 9, 71, 135
                                                    - —, облачные системы 138, 153,154
                                                      -, осадки 138—140
                                                   --, последствия 163—168

радиолокационные 14

                                                  — —, размеры 134
                                                  — —, слежение 14, 103, 153, 156
— —, стадии развития 133—134
— —, эволюция 132—134
 Тайфун(ы) 89, 102, 128, 141, 149
 Температура, годовой ход 16-20
 -, периодические изменения 16
                                                 Циркуляция, модель 35, 41, 91, 99
— муссонная 112, 113, 116, 119
—, общий характер 89—92
—, сезонные изменения 100
 — поверхности океана 132
—, поле 16, 65
—, распределение 21—23
                        c
                             высотой
                                         15.
—, режим 16—24
                                                  -, системы 89
   , суточный ход 23—24
Тепло (та) 91, 112
— ощутимое 123—125
                                                  Шквалы 81, 109, 115, 138
                                                 Шторм тропический 132, 154
Экватор 91, 93, 95, 107, 108, 131
— географический 17, 31, 124
  скрытое (ая) 61, 91, 102, 123, 124
Термик 60, 65
Течение бароклинное 90
                                                   - кинематический 39

метеорологический 16

струйное 73

— — верхнетропосферное
                                                    термический 16, 124
                                     восточ-
  ное 121
                                                 Экваториальная зона западных вет-

– субтропическое 100

                                                    ров (ЭЗЗВ) 35
 --- тропическое восточное 100, 116
                                                 Экстраполяция формальная 151
                                                 Энергия, вертикальный поток 126
Точка (и) максимальной кривизны 75
                                                 —, диссипация 122, 132
— кинетическая 91, 126, 131, 132, 142
— росы 63
— дефицит 63, 64
Траектории 107
                                                 — неустойчивости 63
                                                 - потенциальная 123
изаллобарических центров 105диклонов 103, 149, 150, 152
                                                 —, поток от океана 122
                                                 — статическая 123
Уравнения (е) вихря 79, 106, 111
— движения 7, 8, 38, 39
— дивергенции 79
                                                  – тропического циклона 131, 132,
                                                 Энтальпия 123

неразрывности 77
```

Ячейка Гадлея 91, 99, 124, 125, 126

статики 7, 59

оглавление

Постионалич	3
Предисловие	5
1. Введение	o,
1.1. Предмет тропической метеорологии. Основные особенности атмосферы тропической зоны	<u></u>
2. Режим основных метеорологических элементов	16
2.1. Температура воздуха	24
2.3. Beten	30
2.4. Связь полей ветра и давления	35 45
2.6. Осадки	50
3. Конвекция в тропической зоне	58
3.2. Неадиабатическая модель конвекции	64
4. Синоптический анализ в тропической зоне	70
4.1. Временные вертикальные разрезы	71
4.2. Приземные карты	72
4.4. Дивергенция и вихрь скорости	75
4.5. Возлушные массы	86
5. Циркуляция и синоптические объекты в тропической зоне	89 —
5.1. Общий характер циркуляции	92 v
5.3. Пассаты	97
5.4. Антипассаты	99
	100 111
	120
5.8. Перенос тепла и влаги	123
6. Тропические циклоны	128
6.1. Возникновение тропических циклонов	132
	134
6.4. Связь между минимальным давлением и максимальной скоро-	
стью ветра в тропических циклонах	142
o.o. Tipotnos nepelicidentia, ipotin technic dimitonos	148
6.6. Техника анализа и прогноза интенсивности тропических циклонов по спутниковым данным	153
	163
Список литературы	169
Предметный указатель	172

ГЕННАДИЙ ГРИГОРЬЕВИЧ ТАРАКАНОВ

ТРОПИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

Редактор Л. И. Штанникова. Художник П. Т. Матвеев. Худ, редактор В. В. Быков Техн. редактор М. И. Брайнина. Корректор Г. С. Макарова

ИБ № 128

Сдано в набор 19.10.79. Подписано в печать 11.01.80. М-23208. Формат 60×90¹/₁6. Бум. тип. № 1. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 11. Уч.-изд. л. 11,77. Тираж 2700 экз. Индекс МЛ-38. Заказ № 434. Цена 70 коп. Гидрометеоиздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 ЛПО «Техническая книга» Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.