

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ИКИ

ИНСТИТУТ
КОСМИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ

Представлено к печати
зам. директора ИКИ РАН
Е.А. Лупяном

Пр-2144

Г.Р. Хайруллина, Н.М. Астафьева

**ЭЛЕМЕНТЫ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ
И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЛАГОЗАПАСА
АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ**

Москва, 2008

G.R. Hairullina, N.M. Astafieva

The elements of general atmosphere circulation and distribution of a moisture in an atmosphere of the Earth

There is the review of elements of the general circulation of the Earth atmosphere in this report: the zonal and the meridional movements of planetary scale, quasi-stationary large-scale centers of action of an atmosphere and cyclonic activity of middle and low latitudes are described. This complex system of air movements realize the processes of inter-latitudinal (polar) and inter-longitudinal transport of the angular moment, heat and air mass in an atmosphere, smoothing gradients of temperature between equatorial and polar region and determining the weather and a climate of extensive regions. We research long-term changes of latitudinal distribution of a moisture in an atmosphere above the World ocean according to microwave satellite monitoring. The method of polar transport studying based on the latitudinal-time diagrams is represented. The diagrams are constructed using the radiothermal fields of the Earth from electronic collection GLOBAL-Field on frequencies 19.35, 22.24 and 37.00 GHz that are contained the information about distribution of a moisture and water reserve of troposphere for 7 years (1999–2005). Regional features of radio-temperature distribution above the Atlantic and Pacific oceans are determined. We showed that polar transport of a moisture (and latent heat) is realized basically by the large-scale horizontal vortical movements rather than meridional circulation. Those horizontal movements are caused by tropical cyclones that are formed in equatorial region, moved to high latitudes and realized horizontal transport of a moisture (and heat) up to 70–75° of latitude. This report is executed with the assistance of the project of the RFFI 06-05-64276-a.

Представлен обзор элементов общей циркуляции атмосферы Земли: описаны зональные и меридиональные движения планетарного масштаба, крупномасштабные квазистационарные центры действия атмосферы и циклоническая деятельность средних и тропических широт. Эта сложная взаимосвязанная система воздушных движений активно участвует в процессах межширотного (полярного) и междолготного переноса углового момента, тепла и массы в атмосфере, определяя погоду и климат обширных регионов. Интерес к изучению полярного переноса связан с тем, что этот процесс сглаживает градиенты температуры между экваториальными и полярными областями и вместе с парниковым эффектом обеспечивает на Земле благоприятные для жизни климатические условия. Исследуются долговременные изменения широтного распределения влаги в атмосфере над Мировым океаном по данным микроволнового спутникового мониторинга. Представлена методика изучения полярного переноса на основе широтно-временных диаграмм и кривых «переноса», построенных по радиотепловым полям Земли (из электронной коллекции GLOBAL-Field, содержащей информацию о распределении влаго- и водозапаса тропосферы за 7 лет, 1999–2005 гг.). Выявлены региональные особенности распределения радиояростной температуры над акваториями Атлантического и Тихого океанов. Показано, что полярный перенос влаги (и скрытого тепла) осуществляется, в основном, не меридиональной циркуляцией, а крупномасштабными горизонтальными вихревыми движениями, которые вызваны тропическими циклонами, формирующимися в приэкваториальной зоне, продвигающимися в более высокие широты и осуществляющими горизонтальный перенос влаги (и тепла) 70–75° широты.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ 06-05-64276-a.

Введение

Интерес к изменениям погоды и к изменчивости климата имеет длительную историю, сравнимую со временем жизни человечества. С развитием науки и техники существенно меняются представления о климатической системе, появляются новые возможности для получения данных наблюдений, а также для теоретического и экспериментального изучения физических процессов, участвующих в формировании этой сложной системы.

Климатическая система Земли формируется в результате нелинейных взаимодействий взаимосвязанных геосфер планеты. В число последних входят атмосфера, океаносфера, криосфера, литосфера, поверхность континентов (а также их гидросфера и биосфера), а теперь уже и антропосфера, а также взаимодействие между ними — это процессы обмена теплом, моментом движения и веществом, особенно влагой. От активности тепло-, влаго- и массообмена зависит планетарный круговорот энергии и вещества и, в итоге, — та погода, с которой мы сталкиваемся каждый день, и гораздо более долговременные климатические изменения.

Настоящая работа посвящена изучению некоторых особенностей полярного переноса в атмосфере Земли. Полярный перенос — перенос влаги и тепла из получающих наибольшую долю солнечной энергии приэкваториальных областей по направлению к полюсам — является важным элементом климатической системы планеты. Вместе с парниковым эффектом полярный перенос создает на планете благоприятные условия для жизни. В предлагаемой работе представлены результаты изучения широтного распределения влагозапаса атмосферы над Мировым океаном по данным микроволнового спутникового мониторинга.

Кроме оригинальных результатов изучения полярного переноса, в работе представлен довольно подробный обзор структуры атмосферных движений — планетарного масштаба и крупномасштабных, являющихся элементами общей циркуляции атмосферы Земли. Актуальность выбранной темы — **элементы общей циркуляции и широтное распределение влагозапаса атмосферы** — связана со многими обстоятельствами, в частности с тем, что каждый из элементов общей циркуляции атмосферы вносит свой вклад в осуществление межширотного (полярного) и междолготного переноса вещества и энергии в атмосфере, определяя погоду и климат обширных регионов.

Для изучения структуры крупномасштабных движений в атмосфере (а, следовательно, и процессов переноса) необходим анализ данных наблюдений, характеризующих энергетику и динамику таких движений. При этом данные наблюдений

должны быть получены не в виде точечных измерений, а в виде полей с достаточно большой временной и пространственной протяженностью, а также с хорошей регулярностью и плотностью покрытия. Обеспечить наблюдения геофизических параметров в виде глобальных полей с необходимыми для дальнейшего анализа пространственной частотой и временной регулярностью в настоящее время могут лишь приборы, установленные на искусственных спутниках Земли. Эффективность спутниковой метеорологии растет благодаря увеличению числа спутников и количества и качества установленных на них приборов.

Работа состоит из двух глав и приложения. В первой главе представлен обзор элементов общей циркуляции атмосферы Земли разных масштабов: зональные и меридиональные движения планетарного масштаба, крупномасштабные квазистационарные центры действия атмосферы и циклоническая деятельность средних и тропических широт. Во второй главе представлены результаты анализа широтного распределения радиояркой температуры над акваториями двух океанов — Атлантического и Тихого — на трех частотах 19,35; 22,24 и 37,00 ГГц (по данным микроволнового спутникового мониторинга). Подробно описана методика анализа, основанная на построении широтно-временных диаграмм и кривых «переноса» [1, 2] с использованием глобальных полей радиояркой температуры из электронной коллекции GLOBAL-Field, <http://www.iki.rssi.ru/asp/>. В приложении представлены параметры спутников и структура данных приборов SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager), стоящих на борту спутников программы DMSP (Defense Meteorological Satellite Program, <http://dmsp.ngdc.noaa.gov/dmsp.html>) и использованных в [3–5] для построения глобальных радиотепловых полей.

Глава 1. ЭЛЕМЕНТЫ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Общей циркуляцией атмосферы [6–9] называют замкнутые течения воздушных масс в масштабах полушария или всего земного шара, приводящие к широтному и меридиональному переносу вещества и энергии в атмосфере. От общей циркуляции атмосферы отличаются местные циркуляции, такие, как бризы на побережьях морей, горно-долинные ветры, ледниковые ветры и др. Эти местные циркуляции временами и в определенных районах налагаются на течения общей циркуляции. На синоптических картах погоды (рис. 1) видно, как в каждый данный момент распределяются давление и течения воздуха над большими регионами Земли или над всем земным шаром и как непрерывно меняется это распределение. Разнообразие проявлений циркуляции атмосферы в особенности зависит от того, что в атмосфере постоянно возникают крупномасштабные волны и вихри, по-разному развивающиеся и по-разному перемещающиеся. Это образование атмосферных возмущений — циклонов и антициклонов — является одной из самых характерных черт циркуляции атмосферы. Однако, при всем разнообразии непрерывных изменений, можно подметить и некоторые устойчивые особенности циркуляции атмосферы, повторяющиеся в течение определенных промежутков времени, например, из года в год или из сезона в сезон. Такие особенности лучше всего выявляются с помощью осреднения, при котором межгодовые и межсезонные возмущения циркуляции атмосферы более или менее сглаживаются.

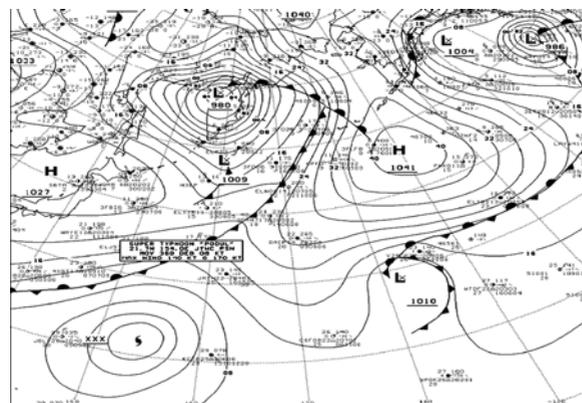


Рис. 1. Синоптическая карта погоды [10]

В земной атмосфере можно наблюдать движения самых различных масштабов: зональный поток, меридиональная циркуляция, крупномасштабные вихри средних широт (волны Россби), тропические циклоны, атмосферные фронты и т. д. Каждый из этих элементов циркуляции атмосферы вносит свой вклад в осуществление межширотного (полярного), междолготного переноса вещества и энергии в атмосфере.

1.1. Основные особенности атмосферы Земли

Атмосферные процессы определяются как внешними воздействиями, так и внутренними связями. Источником энергии атмосферных процессов в основном является солнечное излучение, приходящее к Земле из внешнего пространства. Именно энергия Солнца превращается в атмосфере и на земной поверхности в теплоту, энергию движения и другие виды энергии. Но солнечные лучи больше нагревают земную поверхность, чем непосредственно воздух, а уже между земной поверхностью и атмосферой происходит интенсивный обмен теплом и веществом (водой, в частности). Вращение Земли, строение ее земной поверхности и рельеф также имеют значение для движений воздуха.

Рассмотрим основные особенности атмосферы Земли [11], которые должны быть учтены при построении модели, пригодной для расчета глобальных движений в атмосфере.

Подогрев снизу. Основным источником тепла для Земли — Солнце. Коротковолновая солнечная радиация проходит через атмосферу Земли практически беспрепятственно. Лишь небольшое количество тепла отражается или поглощается примесями, содержащимися в воздухе, — это аэрозоль, примеси пыли, пар воды и т. п. Основная часть коротковолновой солнечной радиации поглощается подстилающей поверхностью и затем отдается в атмосферу в виде длинноволнового излучения. Таким образом, несмотря на то, что тепло на Землю приходит сверху, атмосфера Земли подогревается снизу. В результате температура тропосферы уменьшается с высотой.

Малая толщина атмосферы. На характер движения воздуха относительно земной поверхности заметное влияние оказывает тот факт, что движение это происходит

в очень тонкой газовой оболочке. Основная масса воздуха, около 80 %, сосредоточена в тропосфере — примерно в десятикилометровом слое. Радиус планеты равен 6371 км, высота тропосферы меняется и составляет приблизительно 16–18 км на экваторе, 10–12 км — в средних широтах, 7–10 км — в полярных областях. Такое соотношение между радиусом планеты и толщиной тропосферы позволяет использовать приближение мелкой воды при описании движений в тропосфере.

Неравномерный нагрев атмосферы. Положение Земли в эклиптике, параметры ее орбиты и вращения обуславливают неравномерный по широте нагрев атмосферы (а также многие временные масштабы изменения процессов переноса тепла и массы: сутки, год, времена года и др.). На рис. 1.1.1 схематически показано ослабление солнечного излучения при прохождении через атмосферу Земли. В результате тропики получают больше тепла, чем полюса.

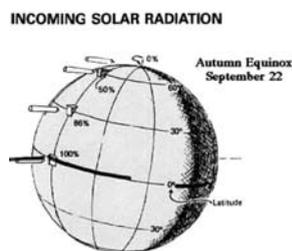


Рис. 1.1.1. Ослабление солнечного излучения при прохождении через атмосферу

Главной причиной возникновения воздушных течений в атмосфере служит неравномерное распределение тепла на поверхности Земли (разница температуры между экватором и полюсом), приводящее к неодинаковому нагреванию воздуха в различных широтах Земли. Определяющим является угол падения солнечных лучей. На низких географических широтах (в тропиках) поступает значительно больше солнечной энергии, чем на средних и тем более высоких широтах (на полюсах). Таким образом, поступающая солнечная энергия является первопричиной всех движений в воздушной оболочке Земли. В атмосфере наблюдаются движения самых различных масштабов:

- планетарного масштаба: зональный поток и меридиональная циркуляция;
- крупномасштабные: центры действия атмосферы, воздушные течения тропических широт (муссоны, пассаты); циклонические движения: циклоны и антициклоны средних широт, тропические циклоны;
- мелкомасштабные.

Воздушные движения и их взаимодействие вносят вклад в общую циркуляцию атмосферы. На движения планетарного масштаба накладываются воздушные течения (ветра). Вихревые движения — циклоны и антициклоны, постоянно возникающие в атмосфере Земли, делают эту систему особенно сложной. Атмосфера является чрезвычайно подвижной системой, в которой постоянно формируются и разрушаются вихри различных пространственно-временных масштабов. Некоторые из них сравнительно устойчивы, а другие постоянно изменяются в пространстве и во времени.

1.2. Зональность атмосферы и меридиональная циркуляция

Существование общей циркуляции атмосферы обусловлено неоднородным распределением атмосферного давления на земной поверхности (наличием барического градиента), вызванным прежде всего неодинаковым притоком солнечного излучения в различных широтах Земли и физическими свойствами земной поверхности (особенно различной теплоемкостью суши и моря). Неравномерное распределение тепла по земной поверхности и обмен теплом между нею и атмосферой приводят в результате к постоянному существованию циркуляции атмосферы, энергия которой расходуется на трение и непрерывно пополняется за счет солнечного излучения. Ниже кратко описаны основные особенности движений планетарного масштаба [6–9]: зональное течение и меридиональная циркуляция.

1.2.1. Зональный характер циркуляции атмосферы

Описанные выше особенности, присущие атмосфере Земли, определяют наиболее устойчивые особенности в распределении как ветра, так и связанного с ним атмосферного давления над земным шаром, — зональность этого распределения. В предположении равномерного прямолинейного горизонтального движения воздуха и отсутствия силы трения, при действии только двух взаимно уравновешивающихся сил — барического градиента и силы Кориолиса, крупномасштабная циркуляция атмосферы принимает квазигеострофический характер — сила барического градиента практически компенсируется силой Кориолиса. Это значит, что глобальные движения общей циркуляции достаточно близки к геострофическому ветру, т. е. малоискривленные, мало подвержены трению и связаны с распределением давления таким образом, что направлены почти по изобарам (перпендикулярно градиенту давления). Отсюда — зонально ориентированная общая циркуляция атмосферы.

Однако в слое трения течения существенно отличаются от геострофического ветра и значительно отклоняются от изобар. Над слоем трения также нарушается геострофичность. Но все же в свободной атмосфере отклонения движений общей циркуляции от геострофического ветра невелики, поэтому такие движения называют квазигеострофическими. Условие квазигеострофичности не выполняется на экваторе и в приэкваториальной области (и у земной поверхности и в свободной атмосфере). Так как в этих областях отклоняющая сила Кориолиса равна нулю или ничтожно мала, она не может уравновешивать силу барического градиента.

На усредненных синоптических картах прослеживается зональность распределения и ветра, и атмосферного давления. Однако она в значительной мере замаскирована циклонической деятельностью и влиянием суши (расположением материков). Зональность циркуляции проявляется в преобладании меридиональных барических градиентов над широтными, а стало быть, и в преобладании широтных составляющих ветра (восточной или западной) над меридиональными составляющими. При этом составляющая западного или восточного направления преобладает одновременно или постоянно в значительных по широте зонах земного шара.

Степень преобладания зональных составляющих над меридиональными различна. Над тропическими океанами преобладание восточных составляющих в переносе воздуха в нижней части тропосферы сильно выражено и легко различимо даже на отдельных синоптических картах. Хорошо выражено преобладание

западных ветров в умеренной зоне южного полушария. В то же время во многих районах умеренных широт северного полушария ветер часто и сильно меняется по направлению и преобладание западного переноса можно заметить только из статистического анализа большого материала наблюдений. Есть также такие районы (например, восток Азии), где преобладающие направления ветра в нижней тропосфере ближе к меридиональным, чем к зональным.

1.2.2. Меридиональная циркуляция

Меридиональные составляющие переноса воздуха в общей циркуляции атмосферы, при меньшей величине по сравнению с зональными составляющими, имеют большое значение. Они осуществляют межширотный (полярный) перенос воздуха в атмосфере Земли. Для представления структуры глобальной циркуляции рассмотрим две чрезвычайно упрощенные модели.

Если предположить, что Земля не вращается вокруг оси; земная поверхность однородна; Солнце находится в плоскости экватора и нагревает экваториальные районы гораздо больше, чем полярные районы.

Тогда, исходя из этих предположений, получится глобальная меридиональная циркуляция атмосферы, состоящая из двух меридиональных ячеек (в северном и южном полушариях, соответственно). Такая упрощенная схема меридионального течения показана на рис. 1.2.1. Перенос воздуха от экватора к полюсам осуществляется следующим образом: на экваторе воздух поднимается и переносится к полюсу в верхних слоях тропосферы; там воздух опускается и движется к экватору, завершая полный цикл потока. Составляющие меридионального течения в нижних и в более высоких слоях атмосферы противоположны по направлению.

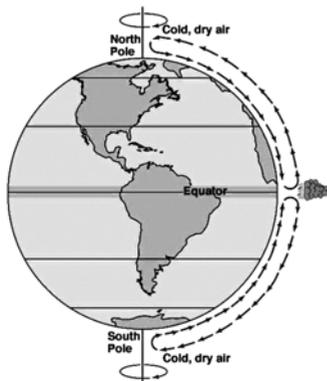


Рис. 1.2.1. Упрощенная схема меридиональной циркуляции атмосферы на не вращающейся Земле

Если принять во внимание, что Земля вращается, то модель меридиональной глобальной циркуляции изменится. Планетарное вращение с учетом неравномерного подогрева приведет к развитию трех меридиональных ячеек в каждом полушарии. Эти три ячейки названы по именам Хедли и Ферреля, а также Полярная. В разных широтных зонах Земли противоположно направленные составляющие меридионального движения вместе с вертикальными — восходящими и

нисходящими — движениями должны создавать «кольца» с замкнутой циркуляцией воздуха. Например, в тропиках это будет перенос воздуха у поверхности к экватору, его подъем над экватором, перенос к субтропическим широтам в верхних слоях тропосферы, там опускание воздуха и обратное движение к экватору у поверхности. Подобно этому можно представить и структуру циркуляции в других широтных зонах. На рис. 1.2.2 представлена такая схема меридионального движения.

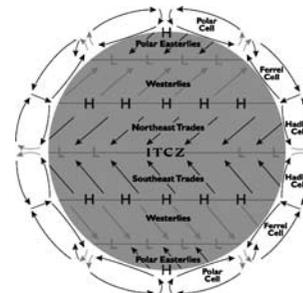


Рис. 1.2.2. Упрощенная схема меридиональной циркуляции атмосферы с набором ячеек: Хедли, Ферреля и Полярные

Ячейки Хедли — наиболее интенсивные, расположены в низких широтах; с восходящими потоками в районе экватора и нисходящими в тропиках и субтропиках ($\pm 25\text{--}30^\circ$ широты). Ячейки Ферреля — менее интенсивные, расположены в средних широтах; с восходящими потоками на $\pm 60^\circ$ широты и нисходящими в районе тропиков. Циркуляции ячеек Ферреля и Хедли противоположны по направлению. Полярные ячейки — самые слабые; с восходящими потоками вблизи $\pm 60^\circ$ широты и нисходящими в районе полюсов. Направление их циркуляции совпадает с направлением циркуляции ячеек Хедли.

Такое представление о зональной и меридиональной структуре общей циркуляции атмосферы очень упрощенно и идеализированно. В действительности циркуляция атмосферы находится в непрерывном изменении в связи как с сезонными вариациями в распределении источников и стоков тепла на земной поверхности и в атмосфере, так и с циклонической деятельностью — образованием и перемещением в атмосфере циклонов и антициклонов.

1.2.3. Зональное распределение давления и ветра в верхней тропосфере и в стратосфере

Зональность в распределении давления и ветра с высотой возрастает. В верхней тропосфере и стратосфере влияние материков, океанов и циклонической деятельности на распределение давления и ветра становится незначительным. Здесь высокое давление почти совпадает с высокой температурой, а низкое давление — с низкой температурой. Поскольку в тропосфере температура воздуха убывает в среднем от низких широт к высоким в каждом полушарии Земли и атмосферное давление также убывает в среднем от низких широт к высоким. Геоострофический ветер при таком меридиональном барическом градиенте должен быть направлен с запада на восток в обоих полушариях Земли: в Северном градиент будет направлен к северу, а ветер, отклоняясь от него на прямой угол вправо, — с запада на восток;

в Южном полушарии градиент будет направлен к югу, а ветер, отклоняясь от него влево, — также с запада на восток. Это относится не только к геострофическому ветру, но и к действительному ветру, поскольку он является квазигеострофическим. Таким образом, в верхней тропосфере и в нижней стратосфере устанавливается западный перенос воздуха почти над всем земным шаром, за исключением приэкваториальной зоны (рис. 1.2.3). Дело в том, что самое высокое давление в верхней тропосфере обнаруживается не над экватором. Субтропические зоны высокого давления (о них будет написано ниже) смещаются с высотой в направлении к экватору; однако их оси в верхней тропосфере располагаются на некотором расстоянии от экватора. Отсюда следует, что в сравнительно узкой зоне вблизи экватора барический градиент в верхней тропосфере будет направлен к экватору. Это значит, что в верхней тропосфере и в нижней стратосфере здесь господствует восточный перенос.

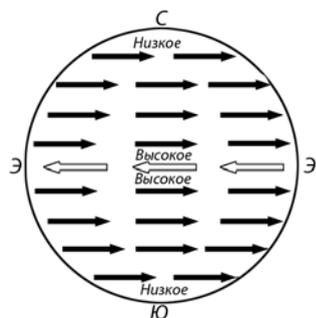


Рис. 1.2.3. Зональное распределение давления и переноса воздуха в верхней тропосфере и в нижней стратосфере (схема). Вертикальными стрелками справа показано направление барических градиентов вдоль меридиана в соответствующих зонах [6]

В стратосфере летом среднее распределение температуры по меридиану противоположно тропосферному. Начиная с уровня 12–14 км, самые низкие температуры приходятся над экватором, а самые высокие — над полюсами. Поэтому меридиональный градиент давления в стратосфере летом также меняется с высотой на противоположный, направленный от полюсов к экватору. Это изменение происходит не от самой тропопаузы. Сначала меридиональный градиент давления ослабевает под влиянием изменившегося градиента температуры и только на высотах 18–20 км меняется на обратный. Возникает восточный перенос воздуха на уровнях выше 20 км над летним полушарием (рис. 1.2.4).

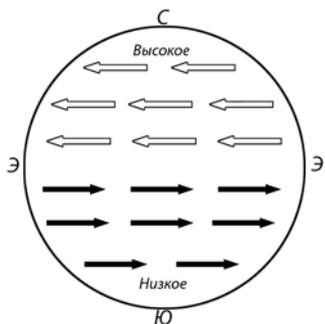


Рис. 1.2.4. Зональное распределение давления и переноса воздуха выше 20 км северным летом (схема). Вертикальная стрелка справа показывает направление барического градиента вдоль меридиана [6]

Зимой распределение температуры в стратосфере сложнее, чем летом. От экватора к средним широтам температура растет, а от средних широт к полярным снова падает. В полярных широтах стратосфера почти так же холодна, как над тропиками. В результате направление барического градиента верхней тропосферы, как и западное направление зонального переноса, сохраняется зимой во всей толще стратосферы.

1.2.4. Зональное распределение давления и ветра у земной поверхности и в нижней тропосфере

У земной поверхности и в нижней тропосфере зональность в распределении давления сложнее, чем в распределении температуры. Температура у земной поверхности непрерывно падает от низких широт к высоким (если не учитывать возмущения, вносимые распределением суши и моря). Давление от экваториальной зоны сначала растет к субтропикам, затем падает к субполярным широтам и снова растет к полюсам (составляющие трех меридиональных ячеек). При этом меридиональный барический градиент направлен от субтропиков и к экватору, и к субполярным широтам, а от полюса — к субполярным широтам. Таким образом, направление барического градиента несколько раз меняется вдоль меридиана. Этому распределению соответствуют западный перенос в средних широтах каждого из полушарий и восточный перенос в тропических и высоких широтах (рис. 1.2.5).

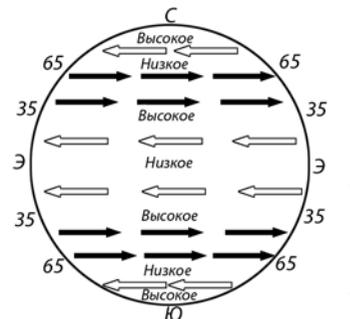


Рис. 1.2.5. Зональное распределение давления и переносов воздуха у земной поверхности и в нижней тропосфере (схема). Справа — направление барических градиентов вдоль меридиана в соответствующих зонах [6]

1.3. Крупномасштабные квазистационарные барические структуры — центры действия атмосферы

Таким образом, описанная выше структура зональных движений и меридиональной циркуляции формирует в тропосфере зонально расположенные области повышенного и пониженного давления. Депрессии расположены на широтах, соответствующих восходящим частям ячеек меридиональной циркуляции, а повышенное давление — в областях с нисходящими потоками воздуха. Такая идеализированная картина нарушается, в частности, расположением материков, которые заметно влияют на распределение тепла в атмосфере. В результате, вместо зональных полос повышенного и пониженного давления на разных широтах, в отдельных

регионах формируются крупномасштабные квазистационарные барические структуры — антициклоны или депрессии (рис. 1.3.1). Такие структуры получили название центров действия атмосферы [6, 10] Они не только определяют преобладающее направление ветров в регионах расположения, но оказывают заметное влияние на распределение воздушных течений в системе общей циркуляции атмосферы и на погоду и климат обширных регионов планеты.

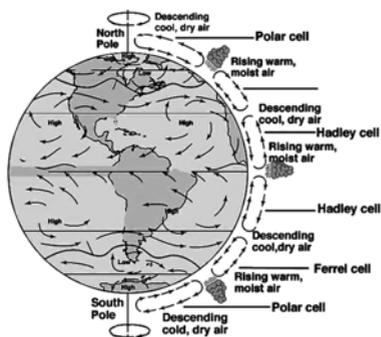


Рис. 1.3.1. Упрощенная схема меридиональной циркуляции атмосферы и глобального поля давления у поверхности

Многолетние средние, или климатические, карты атмосферного давления показывают положение областей низкого и высокого давления по месяцам, сезонам и за год. На рис. 1.3.2 представлены поля распределения давления, характерные для атмосферных условий в январе и июле. На них легко различаются замкнутые изобары, отмечающие расположение отдельных атмосферных центров действия — депрессий и антициклонов.

1.3.1. Экваториальная депрессия и субтропические антициклоны

Экваториальная депрессия — это полоса пониженного атмосферного давления, соответствующая границе раздела ячеек Хедли и охватывающая земной шар. Экваториальная депрессия не совпадает с географическим экватором. Она смещается от экватора в зависимости от сезона то к северу, то к югу в то полушарие, где в данное время лето. В экваториальной депрессии располагается внутритропическая зона конвергенции [12] — зона ширины примерно в несколько сотен километров между пассатами Северного и Южного полушарий. Большую часть года внутритропическая зона конвергенции располагается к северу от экватора; зимой Северного полушария она приближается к экватору, иногда может проникать в Южное полушарие, а летом удаляется от него (рис. 1.3.3). Над Атлантическим и Тихим океанами сезонные смещения внутритропической зоны конвергенции невелики. Они больше над Африкой и Южной Америкой и особенно значительны в бассейне Индийского океана, где пассатная циркуляция на обширных территориях заменена муссонной. Нередко существенные перемещения внутритропической зоны конвергенции наблюдаются и от одного дня к другому. Она неоднородна по свойствам и ширине, в ней возникают волновые и вихревые возмущения. В этой зоне образуется преобладающая часть тропических циклонов со штормовыми ветрами и катастрофическими последствиями.

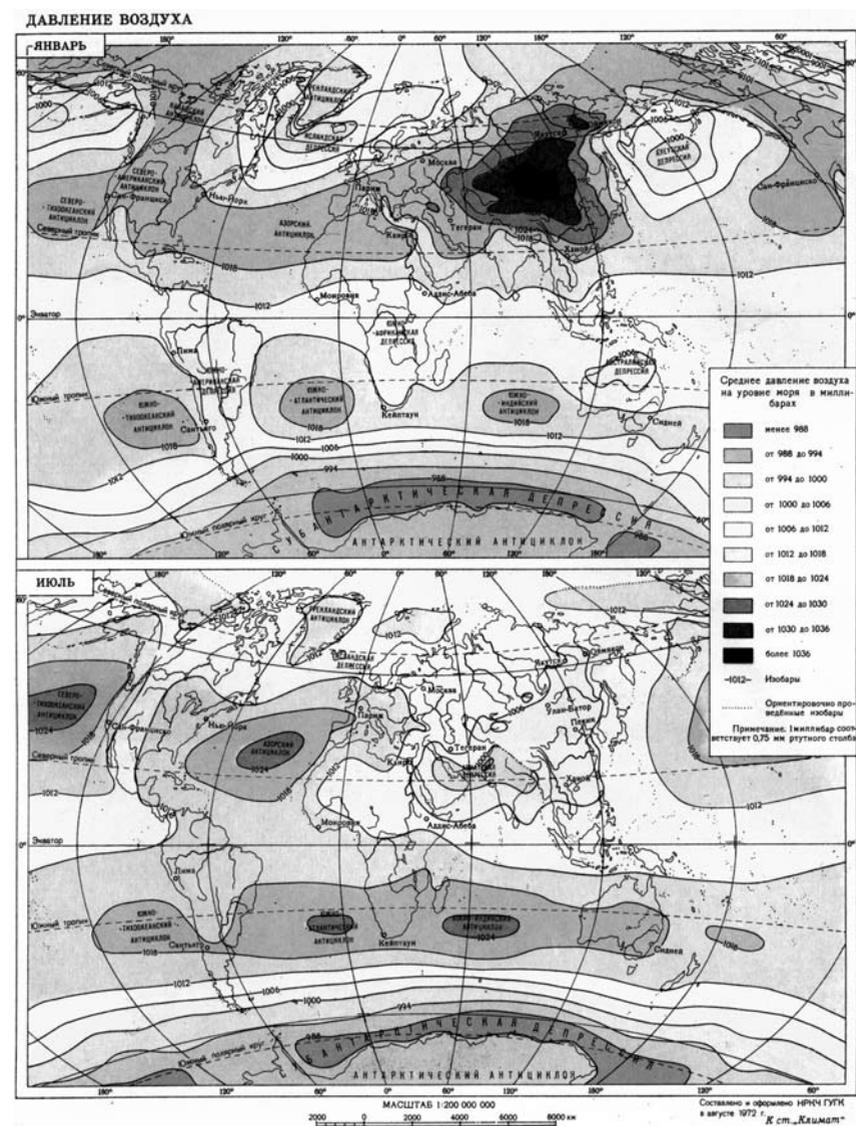


Рис. 1.3.2. Поля давления, характерные для атмосферы зимой (в январе) и летом (в июле)

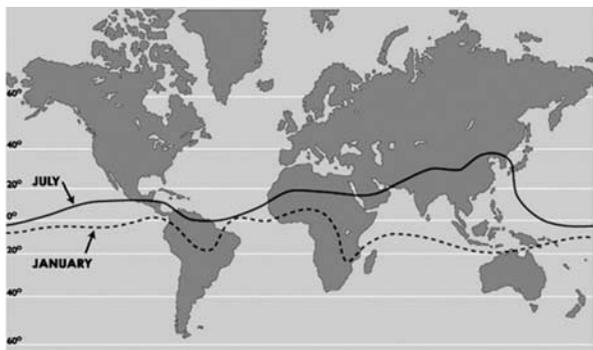


Рис. 1.3.3. Расположение внутритропической зоны конвергенции зимой (в январе) и летом (в июле)

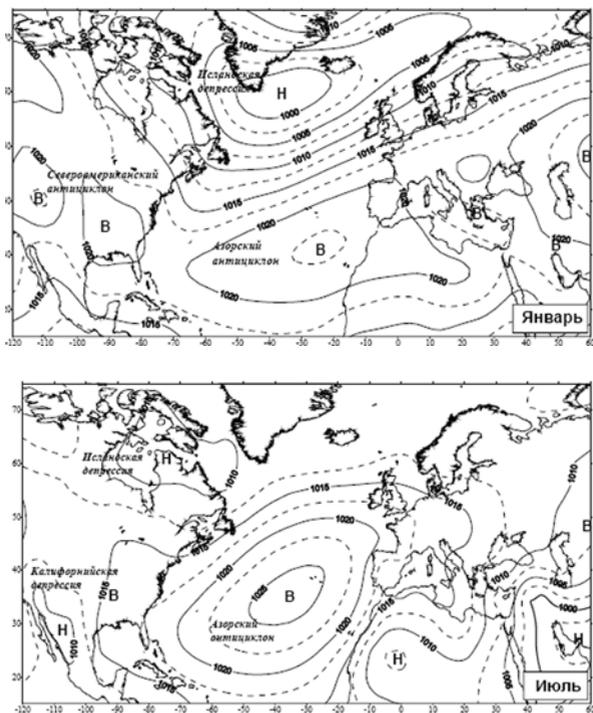


Рис. 1.3.4. Климатические карты давления воздуха на уровне моря и центры действия атмосферы Северо-Атлантического региона в январе (вверху) и июле (внизу) [10]

По обе стороны от экваториальной депрессии располагаются субтропические зоны повышенного давления, они соответствуют границе раздела меридиональных ячеек Хедли и Ферреля. Под влиянием географического расположения материков, ячейки распадаются на отдельные области — океанические субтропические антициклоны [10]. Это длительно существующие малоподвижные антициклоны. В тёплый сезон субтропические антициклоны хорошо выражены на средних месячных картах только над океанами, над континентами располагаются размытые области пониженного давления. В холодный сезон субтропические антициклоны имеют тенденцию сливаться с холодными антициклонами над континентами.

В северном полушарии это:

Азорский максимум (Северо-Атлантический антициклон, **Азорский антициклон**) (рис. 1.3.4) — постоянная область повышенного атмосферного давления в субтропических и тропических широтах над северной частью Атлантического океана с центром вблизи 35-й параллели, неподалеку от Азорских островов. Зимой Азорский антициклон имеет ответвление на северную Африку, летом — на Средиземное море и южную Европу. Район Азорского антициклона является очагом формирования тропического воздуха для Европы.

Гавайский антициклон (Северо-Тихоокеанский антициклон, **Гонолульский максимум**) (рис. 1.3.5) — постоянная область повышенного атмосферного давления

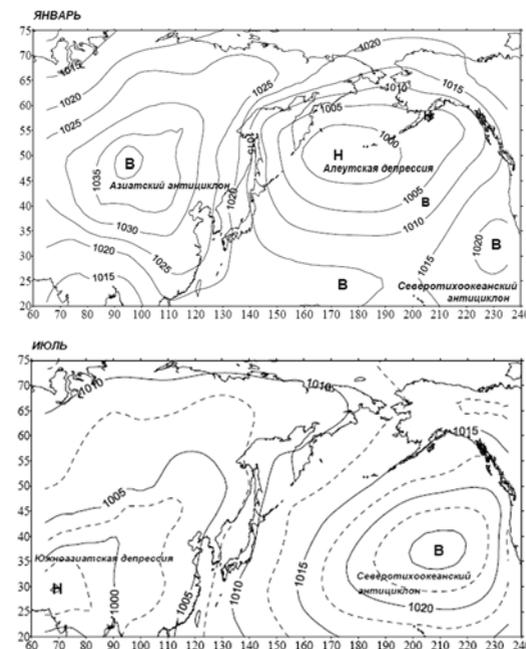


Рис. 1.3.5. Климатические карты давления воздуха на уровне моря и центры действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона в январе (сверху) и июле (снизу) [10]

в субтропических и тропических широтах над северной частью Тихого океана, с центром к северу от Гавайских островов (20–40° с.ш.). Тихоокеанская акватория находится под воздействием Северо-Тихоокеанского антициклона.

В южном полушарии это:

Южно-Атлантический максимум (антициклон острова Святой Елены) — область повышенного атмосферного давления в субтропических и тропических широтах Южного полушария над Атлантическим океаном с центром близ острова Святой Елены. Проявляется на многолетних средних картах распределения давления в течение всего года, особенно зимой.

Южно-Тихоокеанский антициклон — постоянная область повышенного атмосферного давления в субтропических и тропических широтах над юго-восточной частью Тихого океана с центром близ острова Пасхи. Проявляется на многолетних средних картах распределения давления в течение всего года, но особенно зимой.

Южно-Индийский максимум, или антициклон острова Святого Маврикия.

1.3.2. Центры действия средних и высоких широт

Алеутский минимум (см. верхнюю часть рис. 1.3.5) — область пониженного давления на севере Тихого океана, прослеживается на картах погоды с августа по июнь, с наибольшей глубиной зимой. В июле Алеутский минимум не обнаруживается на средних картах давления. Центр Алеутского минимума смещается зимой к Алеутским островам и в январе занимает крайнее западное положение, летом он смещается к востоку, к северо-восточной окраине Берингова моря.

Исландский минимум (см. рис. 1.3.4) — область пониженного давления на севере Атлантического океана между Гренландией и Европой с центром вблизи Исландии. Кроме основного центра, зимой различают вторичные центры к западу от Гренландии и над Баренцевым морем. Летом Исландская депрессия делится на две части — над проливом Дэвиса и к западу от Гренландии.

Алеутский минимум и Исландская депрессия очень глубоки и обширны зимой и заметно ослабляются летом. Многие авторы относят их к перманентным (постоянным) центрам действия атмосферы.

Антарктическая, субполярная депрессия. В Южном полушарии наблюдается зона низкого давления умеренных широт (субполярная депрессия), соответствующая границе раздела между меридиональными ячейками Ферреля и Полярной. Она не разделена на отдельные депрессии, а огибает все Южное полушарие, в связи с однородным характером подстилающей поверхности в этих широтах, и обычно рассматривается как единый центр действия атмосферы — зона пониженного давления умеренных широт Южного полушария.

Арктический антициклон. На климатических картах Арктики наблюдается область повышенного давления, расположенная в Полярной меридиональной ячейке. Она нечётко выражена, но некоторые исследователи относят ее к атмосферным центрам действия. Зимой в Арктическом антициклоне выделяются два центра: над Америкой и Гренландией, летом — три: над Гренландией, Баренцевым морем и к северу от Чукотского моря.

Над самим полюсом давление относительно пониженное.

1.3.3. Сезонные континентальные центры действия атмосферы

Кроме практически постоянно действующих, квазистационарных центров действия атмосферы, существуют так называемые сезонные континентальные центры действия атмосферы [10]. Некоторые из них очень активны в зимний период и практически исчезают в летний. Другие существуют как антициклоны зимой и сменяются депрессиями летом. Практически все они располагаются над сушей.

Над континентальными районами Северного полушария наблюдаются зимние антициклоны: **Сибирский (Азиатский)** максимум с центром над Монгольским плато и **Канадский** максимум; а также летние депрессии: **Азиатский** летний минимум (Южно-Азиатская, Передне-Азиатская депрессия) с центром над Афганистаном и **Северо-Американская** (Калифорнийская) депрессия. Эти летние минимумы временами простираются до тропических широт, нарушая единство субтропической зоны высокого давления.

Кроме того, выявляются сезонные депрессии в Южном полушарии над сушей в субтропиках, которые зимой сменяются областями повышенного давления: **Австралийская, Южно-Американская и Южно-Африканская** летние депрессии сменяются соответствующими зимними антициклонами.

1.4. Пассаты и муссоны

С планетарным распределением давления и температуры связана сложная система воздушных течений. Воздушные потоки, перемещающиеся из области высокого давления в область низкого, называют ветром. Поскольку существуют центры действия атмосферы, то и распределение ветра даже на многолетних средних картах отклоняется от зонального.

Ветра над большими площадями образуют обширные воздушные течения, из которых слагается общая и местная циркуляция атмосферы. Некоторые из них сравнительно устойчивы, а другие постоянно изменяются в пространстве и во времени. К устойчивым ветрам относятся пассаты (которые направлены от субтропических широт обоих полушарий к экватору) и муссоны; в средних широтах преобладают воздушные течения западного направления (с Запада на Восток). Вращение Земли также влияет на направления ветров. Ветры меридиональных направлений в Северном полушарии отклоняются вправо, в Южном — влево, т. е. северные ветры дуют от северо-западной четверти, а южные — от юго-восточной четверти. На рис. 1.4.1 показаны преобладающие направления ветров над океанами в январе и июле в тропосфере.

В мировом океане есть соответствующие этим ветрам течения (см. рис. 1.4.1). Например, в Атлантическом океане есть течения: Гольфстрим, Канарское и Северное Пассатное; в северной части Тихого океана — течение Куроисио и Северо-Тихоокеанское. Эти течения под влиянием обтекаемых ими участков суши и вращения Земли изменяют свое направление по часовой стрелке в Северном полушарии и против часовой стрелки — в Южном.

Пассаты [6, 13] — устойчивое на протяжении года воздушное течение в тропических широтах над океанами. Они являются частью общей циркуляции атмосферы. В нижней тропосфере воздушные массы перемещаются от $\pm 30^\circ$ широты (субтропической зоны высокого давления) к экватору, создавая пассаты;

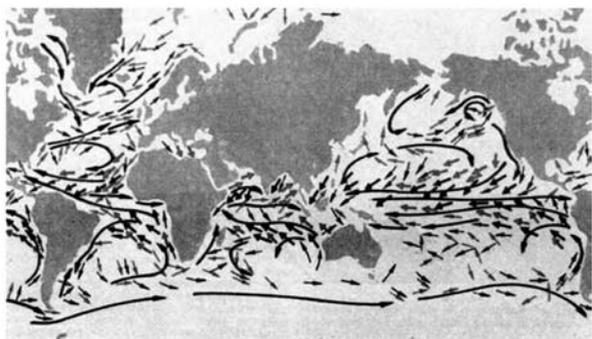


Рис. 1.4.1. Схема преобладающих ветров (короткие стрелки) и основных океанских течений (длинные стрелки)

фактически — это составляющая циркуляции меридиональной ячейки Хедли. Так как субтропические зоны распадаются на отдельные антициклоны, что заметно не только на ежедневных, но и на средних картах, то пассаты — это ветры в обращенных к экватору частях субтропических антициклонов. Субтропические антициклоны вытянуты по широте. Поэтому на их обращенной к экватору периферии изобары проходят параллельно широтным кругам, следовательно, пассаты над уровнем трения должны иметь восточное направление (рис. 1.4.2). У каждого антициклона имеются меридиональные составляющие, но они в пассатном переносе малы по сравнению с восточной составляющей.

Вблизи земной поверхности, где действует трение, ветер отклоняется от изобар в сторону низкого давления. В результате на южной периферии субтропического антициклона в Северном полушарии у земной поверхности вместо восточных ветров получаются северо-восточные; аналогично на северной периферии субтро-

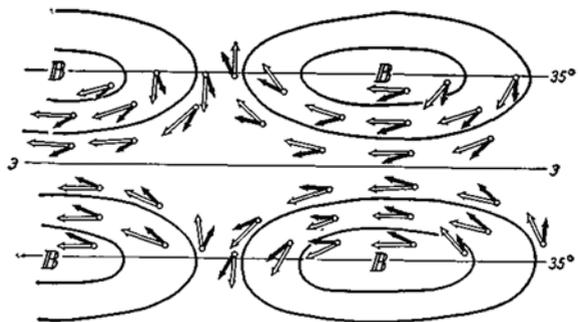


Рис. 1.4.2. Схема переноса воздуха в зоне пассатов. Показаны изобары субтропических антициклонов, сплошные стрелки обозначают ветра у земной поверхности, двойные стрелки — ветра над слоем трения [10]

пического антициклона в Южном полушарии у земной поверхности получаются юго-восточные ветра. То есть, вследствие трения пассаты получают дополнительные составляющие, направленные к экватору. Поэтому пассаты Северного полушария часто называют северо-восточными, а пассаты Южного полушария — юго-восточными. Эти направления характерны для пассатов только вблизи земной поверхности, где изобары субтропического антициклона вытянуты по широте.

Распределение давления в тропиках слабо меняется день ото дня. Поэтому пассаты обладают большой устойчивостью направления. Однако, поскольку субтропические антициклоны постоянно возникают, перемещаются и исчезают, направления пассатных ветров подвержены некоторым изменениям. Допустим, например, над океаном располагаются два или более субтропических антициклона. При их перемещении с запада на восток через место наблюдения проходит сначала тыл первого антициклона, потом — передняя часть второго. При этом пассат меняет северо-восточное направление на восточное и юго-восточное, затем снова — на северо-восточное.

Антипассаты. В более высоких слоях, в основном, преобладает западный перенос воздуха, свойственный общей циркуляции в верхней тропосфере и нижней стратосфере над всем земным шаром. Этот перенос над пассатами традиционно называется антипассатами и фактически представляет собой верхнюю составляющую циркуляции меридиональной ячейки Хедли. Вблизи экватора, особенно летом, преобладающее восточное направление переноса воздуха сохраняется в нижней стратосфере до больших высот. Пассаты и антипассаты образуют циркуляционную систему между экватором и субтропиками (ячейку Хедли). В пассатах наблюдается восходящее движение в экваториальном поясе, затем воздух частично возвращается в потоке антипассата в субтропики, там снижается и вновь движется к низким широтам. Пассатная циркуляция ячейки Хедли не замкнута. Пассаты постоянно пополняются вторжениями более холодных воздушных масс из умеренных широт, в то же время часть воздуха уходит из пассатов в умеренные широты по западным перифериям субтропических антициклонов.

Погода пассатов. У поверхности океанов воздух в пассатах, текущий в более низкие широты, почти всегда холоднее воды. Поэтому он нагревается снизу, вследствие чего в нём возникает устойчивая температурная стратификация и развивается конвекция с кучевыми облаками. Но на высоте 1–2 км антициклональные инверсии температуры ограничивают развитие облаков. Осадки из облаков, как правило, не выпадают и погода в областях развития пассатов сухая (за исключением гористых побережий, где воздух поднимается по крутым склонам, что способствует выпадению дождей). На материках областям пассата соответствуют тропические пустыни. Однако в пограничной зоне между пассатами Северного и Южного полушарий (внутритропическая зона конвергенции) интенсивность и высота проникновения конвекции резко возрастает; возникают обширные облачные скопления, простирающиеся до больших высот, из которых выпадают обильные ливневые осадки. На суше этой зоне обычно соответствует зона влажных субэкваториальных и экваториальных лесов. В условиях значительного перемещения внутритропической зоны конвергенции в течение года пассатная циркуляция воздуха замещается муссонной, которая развита над материками в тропиках, где режим ветра более изменчив (особенно развита в бассейне Индийского океана).

Муссоны [6, 14–16] — система воздушных течений с преобладанием определенного направления ветра в одном сезоне и прямо противоположного или близкого к нему в другом. Специфическим признаком муссона является устойчивая сезонность, т.е. устойчивость в течение сезона и смена от одного полугодия к другому. Таким образом, в каждой муссонной области есть зимний и летний муссон, с взаимно противоположными или с резко различными преобладающими направлениями.

Муссоны с наибольшей устойчивостью наблюдаются в некоторых районах тропиков: в экваториальной Африке, странах Южной и Юго-Восточной Азии и в Южном полушарии вплоть до северных частей Мадагаскара и Австралии. В более слабой форме они обнаруживаются и в субтропических широтах: на юге Средиземного моря, в Северной Африке, в области Мексиканского залива, на Востоке Азии, в Южной Америке, на юге Африки и Австралии. Муссоны отмечаются и в некоторых районах средних и высоких широт: на Дальнем Востоке, на юге Аляски, по северной окраине Евразии. В ряде мест намечается лишь тенденция к образованию муссонов, например, имеет место сезонная смена преобладающих направлений ветра, но она характеризуется меньшей внутрисезонной устойчивостью. На рис. 1.4.3 представлена карта распределения муссонных областей по земному шару.

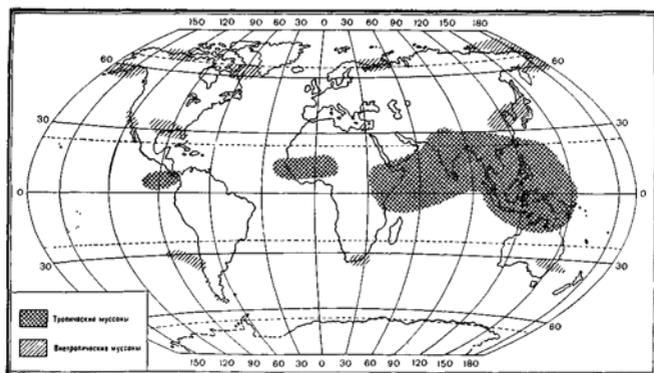


Рис. 1.4.3. Распределение муссонных областей по земному шару [6]

Муссоны обусловлены расположением и взаимодействием областей низкого и высокого атмосферного давления (циклонов и антициклонов) и наблюдаются в тех районах, где циклоны и антициклоны обладают достаточной устойчивостью и сезонным преобладанием одних над другими. В тех же областях Земли, где циклоны и антициклоны быстро сменяют друг друга и одни мало преобладают над другими, муссоны не возникают.

Основной причиной образования муссонов являются сезонные перемещения областей атмосферного давления и ветра, связанные с годовым ходом Солнца и, как следствие этого, с различиями теплового режима на поверхности Земли. От января к июлю области пониженного атмосферного давления вблизи экватора и полюсов в каждом полушарии смещаются к северу, а от июля к январю — к югу. Вместе с этими планетарными зонами атмосферного давления перемещаются связанные с ними

зоны ветров, также имеющие глобальные размеры, — это экваториальная зона западных ветров, восточные переносы в тропиках (пассаты), западные ветры умеренных широт. Муссоны наблюдаются в тех местах Земли, которые в течение одного из сезонов расположены внутри одной такой зоны, а в противоположный сезон года — внутри соседней и где режим ветра в течение сезона достаточно устойчив. Таким образом, распределение муссонов, в основном, подчинено законам географической зональности.

Другая причина образования муссонов — неравномерное нагревание и охлаждение моря и суши. При охлаждении материка зимой (и повышении в связи с этим давления) сухой и холодный воздух устремляется в сторону меньшего давления над теплым океаном (континентальный муссон). Летом материк прогревается больше океана и воздух стремится на континент, принося облачность, обильные осадки и тайфуны (океанический муссон).

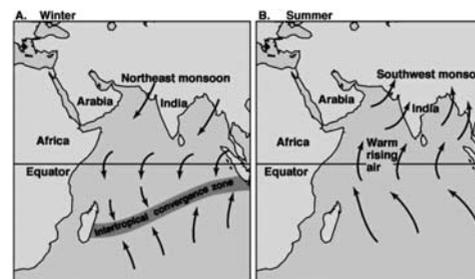


Рис. 1.4.4. Муссонная область в регионе Индийского океана

Внимание, которое в течение столетий в разных частях мира уделяется муссонам, связано не только со сменой преобладающих ветров, но и с закономерностями выпадения дождей. Отсутствие муссонных дождей приводит к засухам, потере урожая, обмелению рек. Слишком интенсивный муссон с продолжительными ливнями вызывает наводнения.

1.5. Циклоническая деятельность атмосферы

Вследствие неравномерного распределения тепла по широтам и постоянного переноса тёплых и холодных масс воздуха в тропосфере неравномерно распределяются горизонтальные градиенты температуры. Области, где происходит сближение масс воздуха с различными температурными свойствами, называются **тропо-сферными фронтальными зонами** [10]. Они являются зонами наибольших запасов потенциальной энергии, которая расходуется на формирование **фронтальных барических образований** — циклонов и антициклонов. При этом фронтальные циклоны образуются на тёплой стороне высотной фронтальной зоны, которая называется антициклонической, фронтальные антициклоны — на холодной стороне, которая называется циклонической.

Кроме фронтальных барических образований, могут существовать и **нефронтальные** циклоны и антициклоны, формирующиеся в однородной воздушной массе под воздействием прогрева или охлаждения подстилающей поверхности и локально связанные с конкретным районом. Их называют **термические** или **мест-**

ные циклоны и антициклоны — это размытые барические образования с малыми градиентами давления. Продолжительность их существования может не превышать нескольких часов.

подавляющее большинство циклонов, возникающих в умеренных широтах, является фронтальными волновыми образованиями. Фронтальные циклоны (и антициклоны) формируются в результате возникновения на тропосферном фронте динамически неустойчивых бароклинных волн. Бароклинная неустойчивость определяется как динамическая неустойчивость в основном переносе (зональном) в атмосфере, связанная с наличием меридионального градиента температуры, и, следовательно, термического ветра. Атмосфера при этом находится в квазигеострофическом равновесии (состояние движения, при котором ветер является геострофическим, что может быть в свободной атмосфере, за исключением экваториальных широт) и обладает статической устойчивостью.

Возмущение состояния равновесия в атмосфере выражается в волновом движении. Если амплитуда волны убывает со временем, то общее состояние движения устойчиво (волна устойчивая). При возрастании амплитуды волны со временем общее состояние движения неустойчиво (волна неустойчивая). Волны на фронтах бывают устойчивыми и неустойчивыми.

Факторами волнообразования в атмосфере являются сжимаемость воздуха, сила тяжести, разрыв в поле ветра, вращение Земли:

- В результате сжимаемости воздуха возникают продольные звуковые волны. По своим характеристикам они не имеют ничего общего с циклонами.
- Сила тяжести обуславливает возникновение гравитационных волн. При волновом движении происходит колебательный переход потенциальной энергии в кинетическую и обратно. Гравитационные волны устойчивы и постепенно затухают вследствие трения; они имеют длины в десятки и сотни метров (в атмосфере), т. е. намного меньше длины циклонических возмущений.
- Волны, связанные с разрывами в поле ветра, неустойчивы. Амплитуда волн растёт со временем тем быстрее, чем меньше длина волны.
- Под влиянием сил инерции — центробежной и кориолисовой — возмущение в среде также может привести к волновому движению с пространственно-временными масштабами, сходными с масштабами циклонических волн.

Атмосфера не имеет постоянной угловой скорости, вследствие наличия системы ветров, но, несмотря на это, при существующих ветрах волны инерции циклонических размеров в атмосфере будут устойчивыми (однако в реальных условиях циклонические волны неустойчивы). Таким образом, циклонические волны не могут быть чисто инерционными, не являются они и гравитационно-инерционными. Циклонические волны — это комплексные волны, в образовании которых играют роль все три фактора: сила тяжести, инерция (вращение Земли) и сдвиг скорости (разрыв в поле ветра).

Устойчивость, обусловленную силой тяжести, принято называть статической или гравитационной; устойчивость, вызванную силами инерции и, в частности, отклоняющей силой вращения Земли, — динамической устойчивостью; неустойчивость в результате разрывов ветра — разрывной неустойчивостью. Степень устой-

чивости возникающих циклонических волн будет различной, в зависимости от их длины, поскольку с длиной волны меняется как статическая, так и динамическая устойчивость. Разрывная неустойчивость не зависит от длины волны.

Неустойчивость циклонических волн обусловлена именно наличием разрыва ветра на фронтальной поверхности (волны разрыва или сдвига). Неустойчивые волны будут возникать в интервале длин от 500 до 3000 км (синоптический масштаб). Здесь статическая устойчивость убывает, поскольку возросшая отклоняющая сила приближает орбиты колебательных движений частиц к горизонтальному положению, динамическая устойчивость возрастает вместе с отклоняющей силой, но их сумма (статической и динамической устойчивости) не перекрывает разрывную неустойчивость.

1.5.1. Циклоны и антициклоны умеренных широт

Во внетропических широтах преобладает западный перенос воздуха (с запада на восток), особенно хорошо выраженный в верхней тропосфере. Однако воздушные течения часто и быстро меняются в этих широтах в связи с циклонической деятельностью, и преобладающий западный перенос представляет собой только значимый статистический результат совокупного действия возникающих здесь атмосферных движений.

Основной особенностью атмосферной циркуляции во внетропических и особенно в средних широтах является интенсивная циклоническая деятельность. Циклонической деятельностью [6, 10] называют постоянное возникновение, развитие и перемещение в атмосфере крупномасштабных атмосферных возмущений с преобладающим пониженным или повышенным давлением — циклонов и антициклонов. Они формируются и движутся преимущественно в зоне западного переноса (с запада на восток) воздушных масс в умеренных и полярных широтах Северного и Южного полушарий. Они играют особую важную роль в формировании погоды на больших пространствах. Все воздушные течения крупного масштаба связаны во внетропических и средних широтах с этими атмосферными возмущениями.

Первые попытки представления об атмосферных вихрях — циклонах и антициклонах — были предприняты в середине XIX века, когда было замечено, что циклоны и антициклоны средних широт играют особую важную роль в изменении погоды на больших пространствах. Обычно с прохождением циклона связывают ненастье с дождями и сильными ветрами. Но это не так — в циклоне может быть и ненастная, и солнечная погода, так как он состоит из нескольких разнородных воздушных масс с разными погодными характеристиками. С антициклонами связывают ясную солнечную погоду без осадков со слабыми ветрами. Но встречаются антициклоны и со сплошной облачностью, осадками и ветрами. Зимой антициклоны приносят с севера холод. Летом в антициклонах развиваются кучевые и кучево-дождевые облака с ливнями и грозами.

Циклон — область пониженного давления в атмосфере, характеризуется системой ветров, дующих против часовой стрелки в Северном полушарии и по часовой стрелке — в Южном. В Северном полушарии самые обширные циклоны обычно наблюдаются над акваториями Атлантического и Тихого океанов. В среднем в Северном полушарии циклоны над Европейской частью континента более часты зимой, а над Азиатской частью — летом. Такие циклоны имеют диаметр порядка

2–3 тыс. км и более. То есть, он может одновременно покрывать несколько западноевропейских стран и определять режим погоды на этой территории. Вид циклона на синоптической карте показан на рис. 1.5.1.

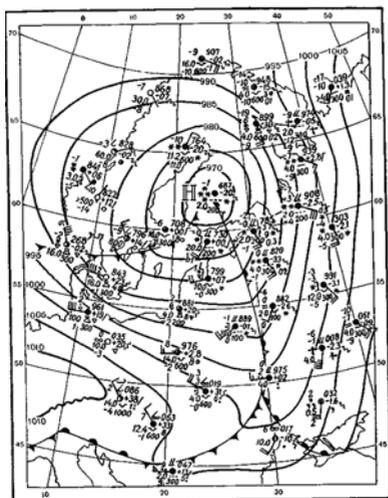


Рис. 1.5.1. Циклон на синоптической карте [6]

Стадии развития циклонов. Как было сказано выше, возникновение циклонов связано с наличием тропосферных фронтальных зон. Воздушные течения по обе стороны фронта испытывают колебательное движение, распространяющееся вдоль фронта в виде волны. При этом сама поверхность фронта испытывает волнообразные деформации. Воздушные течения вдоль фронта теряют зональный характер — возникают языки холодного и теплого воздуха. Формирование и развитие циклона сопровождается появлением и развитием термической ложбины. Здесь давление падает: образуются циклоны. Длительность начальной стадии циклона (рис. 1.5.2) — от первых признаков барического образования до первой замкнутой изобары — составляет примерно сутки. В передней части циклона фронт продвигается к высоким широтам и имеет здесь характер теплого фронта. В тыловой части циклона фронт продвигается к низким широтам и имеет здесь характер холодного фронта.

Во второй стадии развития, продолжительность которой также обычно не более суток, циклоны имеют уже не менее двух замкнутых изобар. Давление в циклоне понижается, он превращается в мощный атмосферный вихрь со значительными скоростями ветра. Циклоническая циркуляция распространяется в верхние слои атмосферы. Язык теплого воздуха в циклоне, между теплым и холодным фронтом, носит название теплого сектора циклона. В нем наблюдаются в циклоне самые высокие температуры у земной поверхности. Циклон в этой стадии развития (см. рис. 1.5.2, справа) представляет собой «молодой» циклон. Стадия молодого циклона продолжается до тех пор, пока в циклоне сохраняется тёплый сектор у поверхности Земли.

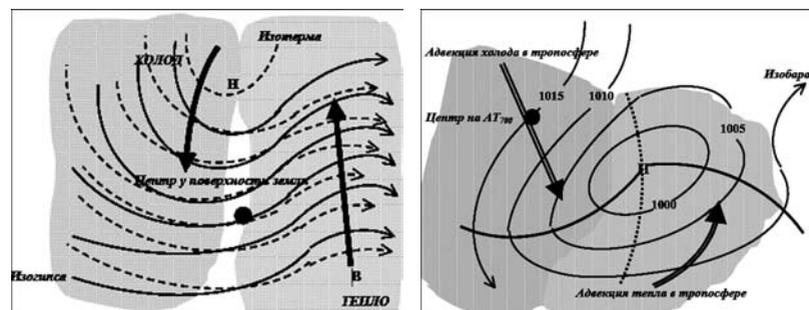


Рис. 1.5.2. Начальная стадия развития циклона (слева), стадия молодого циклона (справа) [10]

С течением времени давление в его центре падает, увеличивается число замкнутых изобар. При перемещении циклона (обычно в восточном направлении), холодный фронт постепенно нагоняет теплый фронт, который перемещается медленнее. Происходит смыкание тёплого и холодного фронтов — окклюдирование циклона. Тёплый сектор циклона значительно уменьшается. Циклон переходит в стадию максимального развития (рис. 1.5.3). В этой третьей стадии развития циклон у поверхности Земли достигает наибольшей глубины, после чего начинается его заполнение. Длительность стадии — от 12 ч до суток. В последней стадии циклон заполняется. В окклюдированном циклоне теплого сектора у земной поверхности нет — теплый воздух оттеснен холодным воздухом в верхнюю часть тропосферы, где он охлаждается путем излучения, а сам циклон становится холодным и высоким. Скорость его перемещения убывает, давление в центре повышается, начинается затухание циклона. Данная стадия наиболее продолжительна, от 4 сут и более.

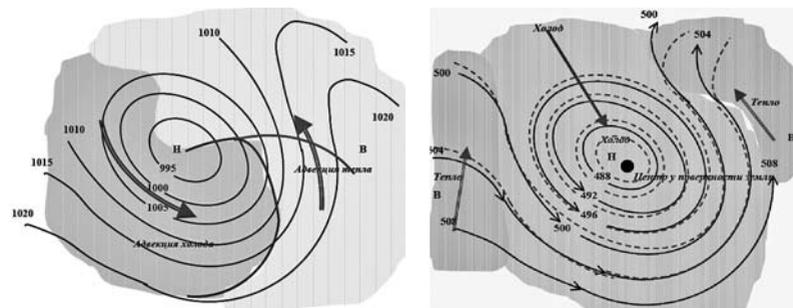


Рис. 1.5.3. Стадия максимального развития циклона (слева), стадия окклюдирования циклона (справа) [10]

Большинство циклонов развивается на полярных (умеренных) фронтах. При этом воздух теплого сектора в молодом циклоне является тропическим, а остальная часть циклона занята полярным (умеренным) воздухом. Сходным образом развиваются циклоны и на арктических фронтах; в них теплый сектор образован уже полярным воздухом.

На каждом фронте возникает обычно не единственный циклон, а серия циклонов, перемещающихся один за другим вдоль фронта. Так как в процессе затухания скорости перемещения циклонов уменьшаются, они обычно нагоняют друг друга и могут объединиться в одну общую малоподвижную область низкого давления, так называемый центральный циклон. Они в северном полушарии чаще всего образуются в северных частях Атлантического и Тихого океанов. На климатических картах в этих районах отмечаются известные центры действия — Исландская и Алеутская депрессии. Обычная продолжительность существования серии циклонов — около недели, но центральный циклон может существовать дольше трех недель.

Перемещение циклонов — подразумевается перемещение циклона как целого, как единой системы. Оно характеризуется траекторией центра циклона, независимо от дующих в нем ветров, которые в разных частях циклона имеют разные скорости и направления. Циклоны перемещаются в направлении общего переноса воздуха в средней и верхней тропосфере (преимущественно с запада на восток). Но бывает и так, что высокие малоподвижные циклоны и антициклоны, простирающиеся на всю толщу тропосферы, располагаются таким образом, что изобары и течения на высотах отклоняются от зонального направления. Тогда и подвижные циклоны, следуя этому незональному верхнему переносу, перемещаются с большой составляющей к югу или к северу. Изредка направление ведущего потока бывает даже восточным; тогда и циклон перемещается аномально, с востока на запад.

В отдельных случаях пути циклонов оказываются очень разнообразными и представляют собой довольно сложную картину. Но в среднем циклоны движутся с запада на восток с составляющей, направленной к высоким широтам. Поэтому наиболее глубокие циклоны наблюдаются в субполярных широтах: в северном полушарии — на севере Атлантического и Тихого океанов, в Южном полушарии — вблизи материка Антарктиды.

Скорость перемещения циклона на 25–35 % меньше скорости общего переноса воздуха. В среднем она имеет порядок величины 30–40 км/ч. В отдельных случаях она может быть до 80 км/ч и более. В поздней стадии жизни циклона, когда он уже заполняется, скорость перемещения уменьшается, иногда очень резко. За несколько суток своего существования циклон может переместиться на значительное расстояние, порядка нескольких тысяч километров, меняя по пути режим погоды.

Погода в циклоне неоднородна, различают переднюю и тыловую части циклона, а также левую и правую — по отношению к направлению его движения. В передней части циклона преобладает сплошная слоистообразная облачность теплого фронта. В тылу циклона, за холодным фронтом, погода отличается неустойчивостью, с выпадением осадков ливневого типа и порывистым ветром. Левая (чаще всего северная) часть циклона характеризуется условиями погоды, которые можно назвать промежуточными между передней и тыловой частями циклона: преобладают осадки, выпадающие с перерывами. Правая (южная) часть циклона в некоторый период является «теплым сектором» — она заполнена теплой воздушной массой, которая со временем вытесняется вверх. Здесь преимущественно облачная и теплая погода.

Антициклон — область повышенного давления в атмосфере с максимумом в центре. Размер его в 2,5–3 раза больше размера циклонов. Антициклон характеризуется системой ветров, с циркуляцией по часовой стрелке в Северном полушарии

и против часовой стрелки — в Южном. Антициклоны занимают площади, сравнимые с размером материков, над которыми они лучше развиваются зимой, а над океанами — летом. Подвижных антициклонов над континентами немного больше, чем над океанами. Вид антициклона на синоптической карте показан на рис. 1.5.4.

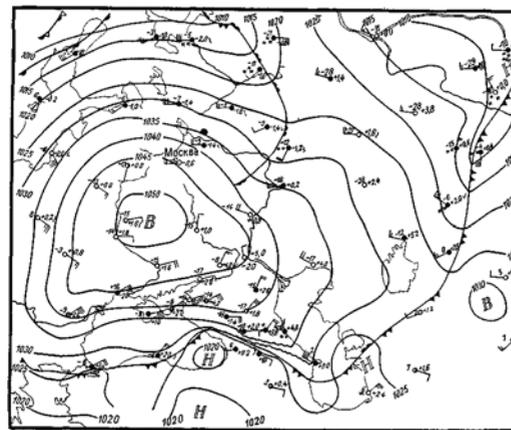


Рис. 1.5.4. Антициклон на синоптической карте [6]

Стадии развития антициклонов. В жизни антициклона тоже выделяют несколько стадий развития. В отличие от циклона фронт антициклона располагается на южной периферии, а не проходит через центр. Если возникновение и развитие циклона сопровождается термической ложбиной, то развитие антициклона сопровождается формированием и развитием термического гребня. В начальной стадии (рис. 1.5.5) антициклон располагается под тыловой частью высотной барической ложбины. Усиливающим эффектом является сходимости изогипс, которая по потоку увеличивается. Здесь происходит накопление воздушных масс, что обуславливает высокое давление. Стадия молодого антициклона в общих чертах соответствует по структуре предыдущей стадии. Сходимость изогипс над передней частью антициклона благоприятствует росту давления. У поверхности Земли антициклон усиливается, появляется несколько замкнутых изобар.

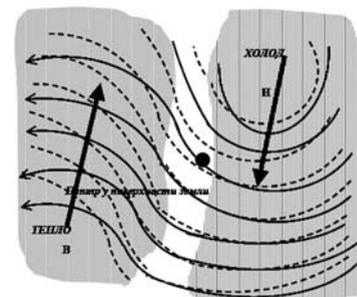


Рис. 1.5.5. Начальная стадия развития антициклона [10]

В стадии максимального развития (рис. 1.5.6) антициклон имеет высокое приземное давление в центре и расходящуюся систему приземных ветров. По мере его развития вихревая структура распространяется выше. В нижних слоях тропосферы антициклон по-прежнему, располагается в массах холодного воздуха. Однако, по мере заполнения антициклона однородным тёплым воздухом, на высотах также появляется замкнутый центр высокого давления.

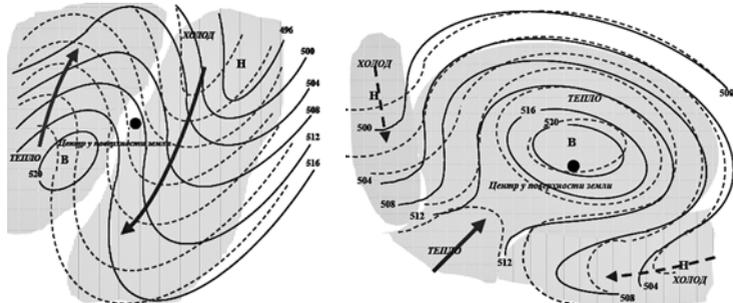


Рис. 1.5.6. Стадия максимального развития антициклона (слева), стадии разрушения антициклона (справа) [10]

Дальнейшее развитие антициклона приводит к тому, что он имеет замкнутые центры высокого давления на всех уровнях тропосферы. С момента усиления антициклона температура воздуха на высотах повышается. В системе антициклона происходит опускание воздуха, следовательно, его сжатие и нагревание. В тыловой части антициклона тёплый воздух поступает в его систему (адвекция тепла). В результате продолжающейся адвекции тепла и нагревания воздуха антициклон заполняется тёплым воздухом. Из-за расходимости воздушных течений в приземном слое атмосферы давление в системе антициклона понижается, и он постепенно разрушается, что на начальном этапе разрушения более заметно у земной поверхности (см. рис. 1.5.6, справа).

Перемещение антициклонов. Формирование и развитие антициклонов тесно связано с развитием циклонов, практически это единый процесс. В одном районе создается дефицит массы, а в соседнем — ее избыток. Подвижные антициклоны возникают между циклонами и перемещаются вместе с ними. Их скорости движения примерно такие же, как у циклонов, но в поздней стадии развития антициклоны (еще чаще, чем циклоны) становятся малоподвижными и задерживаются на длительное время на одном месте — это места расположения основных центров действия атмосферы, описанных выше. Направление движения также в основном определяется направлением ведущего потока. Однако, в отличие от циклонов, в перемещении антициклонов преобладает составляющая, направленная к низким широтам. Поэтому происходит накопление антициклонов в субтропических и тропических широтах, отражающееся на климатологических картах (субтропические зоны высокого давления).

Погода в антициклоне [17]. В каждом антициклоне погода существенно меняется в различных его секторах. На окраинах антициклонов условия погоды, в общих

чертах, сходны с условиями погоды в примыкающих секторах соседних циклонов. Северная окраина антициклона обычно связана с теплым сектором соседнего циклона. Здесь летом часто наблюдается облачность, в холодное полугодие с осадками. Западная окраина антициклона примыкает к передней части области низкого давления. Здесь часто наблюдается довольно обширная зона осадков, которая перемещается вдоль изобар, огибая антициклон по часовой стрелке и претерпевая некоторые изменения. Южная окраина антициклона примыкает к северной части циклона. Здесь наблюдаются облака, из которых зимой выпадают осадки. Восточная окраина антициклона граничит с тыловой частью циклона. Летом при неустойчивой воздушной массе образуются кучевые облака и выпадают сильные дожди, но зимой может наблюдаться безоблачная погода. В разных антициклонах наблюдаются значительные различия в погоде, что обуславливается свойствами воздушных масс и зависит от сезона. Поэтому для прогноза погоды свойства каждого антициклона исследуются индивидуально.

Роль серии циклонов и антициклонов в междуширотном обмене воздуха.

При активном развитии циклонов на фронте воздушные массы, как и разделяющий их фронт, отклоняются от первоначального положения и больше к нему не возвращаются. В тылу каждого циклона серии холодный полярный воздух проникает все дальше в низкие широты. Интенсивный антициклон способствует вторжению полярного воздуха в субтропическую зону. Полярный воздух прогревается от земной поверхности за счет нисходящих движений в антициклоне и трансформируется в тропический. Сам же интенсивный антициклон становится при этом высоким и теплым субтропическим антициклоном. В то же время тропический воздух продвигается в передних частях развивающихся циклонов в высокие широты. В процессе затухания циклонов он оттесняется от земной поверхности в верхнюю тропосферу. Там воздух продолжает свое продвижение к высоким широтам, проникая особенно далеко в центральном циклоне. При этом он охлаждается и, в конце концов, трансформируется в полярный воздух.

1.5.2. Тропические циклоны

Кроме циклонов и антициклонов средних широт выделяют тропические циклоны [6, 10]. Эти циклоны составляют отдельную группу, так как они отличаются от внетропических циклонов своим возникновением, развитием и некоторыми особенностями структуры. Тропические циклоны имеют размер около 100–1600 км в диаметре (в зависимости от стадии развития), обладают очень большими скоростями ветра и огромными энергетическими ресурсами. Традиционно существует деление тропических циклонов в зависимости от силы ветра на следующие стадии развития:

- тропическая депрессия, скорость ветра 15–17 м/с;
- тропический шторм, скорость ветра 18–23 м/с;
- сильный тропический шторм, скорость ветра 24–32 м/с;
- тропический циклон, тайфун, ураган, скорость ветра более 32 м/с.

В качестве примера на рис. 1.5.7 приведен тропический циклон у берегов Японии на карте погоды и на спутниковом снимке.

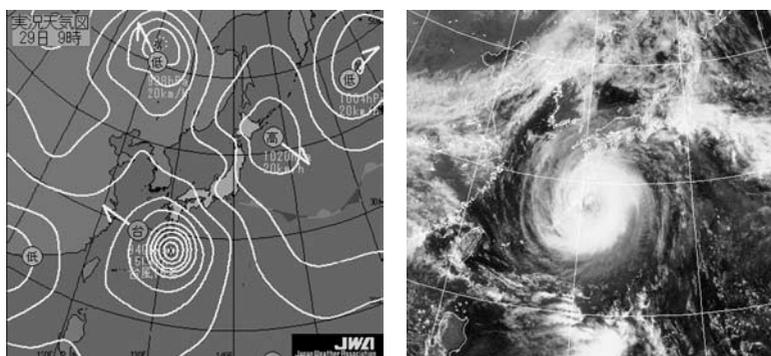


Рис. 1.5.7. Тропический циклон у берегов Японии 29 августа 2004 г., карта погоды (слева) и спутниковый снимок облачности (справа) [10]

Возникновение и развитие тропических циклонов. Атмосферные возмущения возникают не только во внетропических широтах, но и внутри тропиков. В основном это слабые тропические депрессии, часто без замкнутых изобар, возникающие как волновые возмущения во внутритропической зоне конвергенции (на тропическом фронте), а также на пассатных фронтах. Эти тропические депрессии медленно перемещаются преимущественно в общем восточном (с востока на запад) направлении переноса воздуха внутри тропиков и под воздействием сил Кориолиса начинают закручиваться в спираль (следовательно, ветры в вихрях в Северном полушарии дуют против часовой стрелки, а в Южном полушарии — по часовой стрелке). Чередующиеся участки холодного и тёплого воздуха, разделённые фронтами, начинают втягиваться по этой спирали в образовавшуюся зону пониженного давления.

Для развития циклона нужна большая энергия неустойчивости воздушных масс. Именно неустойчивость стратификации и связанный с нею сильный подъём нагретого и влажного воздуха над большой площадью океана с выделением огромного количества тепла конденсации, определяет кинетическую энергию циклона и является одной из основных причин развития тропического циклона. Воздух в циклоне конвергирует и поднимается вверх, а в высоких слоях вытекает из циклона, что поддерживает в нем длительно существующий дефицит давления.

Районы их возникновения лежат между 5 и 20° широты в каждом полушарии. Ближе 5° широты к экватору тропические циклоны наблюдаются редко, так как отклоняющая сила вращения Земли здесь слишком мала, чтобы могла развиться сильная циклоническая циркуляция. В указанных зонах тропические циклоны развиваются только над теплым морем (температура у поверхности воды должна быть не менее +27°C). Над сушей они практически не образуются, при попадании на сушу циклон затухает в связи с повышенным трением и соответствующим увеличением втока воздуха внутрь циклона в его нижних слоях.

Традиционно существует деление Мирового океана на шесть основных районов зарождения тропических циклонов — шесть зон активного тропического циклогенеза:

в Северном полушарии:

- Северо-запад Тихого океана (I регион),
- Северо-восток Тихого океана (II регион),
- Атлантический океан (III регион),
- Север Индийского океана (IV регион);

в Южном полушарии:

- Юг Индийского океана (V регион),
- Юг Тихого океана (VI регион).

Рассмотрим более подробно районы зарождения тропических циклонов в обоих полушариях Земли.

I регион. Желтое море, Филиппинские острова и Тихий океан к востоку от них до 170° в.д. В этом районе наблюдается наибольшее, в сравнении с другими, количество тропических циклонов. Тропические циклоны этого района движутся вначале на запад и северо-запад. Если они при этом достигают берегов Китая, то быстро затухают над сушей. Но чаще, не достигнув материка, циклоны поворачивают к северо-востоку и при этом нередко проходят через южные Японские острова или вблизи них. Изредка они достигают района Камчатки.

II регион. Тихий океан к западу от Мексики.

III регион. Тропики северного Атлантического океана, в особенности на западе океана — в Карибском море, в районе Малых Антильских островов и в Мексиканском заливе; и на востоке океана — в районе островов Зеленого Мыса.

IV регион. Бенгальский залив. Попадая на сушу в Индии, тропические циклоны часто производят сильные опустошения; особенно страшны связанные с ними нагоны воды на плоские берега. Аравийское море. Здесь тропические циклоны возникают весной и осенью.

V регион. Индийский океан между Мадагаскаром и Маскаренскими островами. Индийский океан между северо-западным побережьем Австралии и Кокосовыми островами.

VI регион. Тихий океан к востоку от Новой Гвинеи и северной Австралии (Квинсленда) до островов Самоа (может быть, и дальше).

Максимум повторяемости тропических циклонов приходится на лето и осень каждого полушария, когда зона конвергенции не слишком близка к экватору, а поверхность океана особенно нагрета, не менее чем до +27°C. Указанные условия — удаленность зоны конвергенции от экватора при высокой температуре воды — отсутствуют в южном Атлантическом океане и на востоке Тихого океана; в результате тропические циклоны здесь не возникают. На рис. 1.5.8 представлена карта с треками тропических циклонов за период 1985–2005 гг.

В зависимости от района образования тропические циклоны принято называть по-разному: в тропической зоне Тихого океана — это тайфуны, в Атлантике — ураганы, в Австралии — вилли-вилли. Самым интенсивным тайфунам Тихого океана и ураганам Атлантики присваивают имена, согласно установленным спискам. Для тайфунов используются четыре списка имен, для ураганов установлен один. Каждому тайфуну или урагану, образовавшемуся в данном календарном году, кроме имени, присваивается порядковый номер — двузначная цифра года (например, 0115 означает пятнадцатый по счету тайфун в 2001 году).

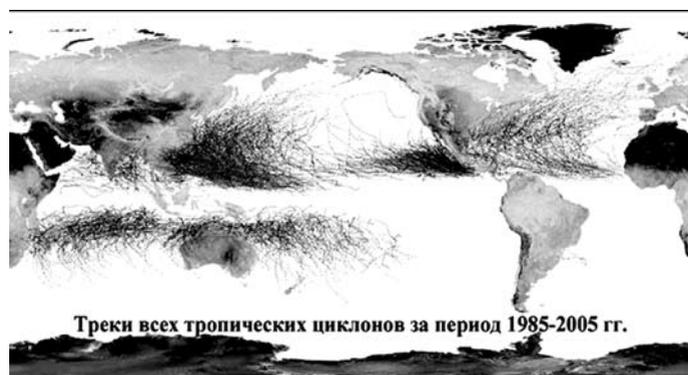


Рис. 1.5.8. Районы зарождения тропических циклонов

Перемещение тропического циклона. Тропический циклон сначала перемещается, в основном, в направлении общего переноса в тропической зоне, при этом он отклоняется к высоким широтам. Если циклон попадает на материк, оставаясь еще в тропиках, он быстро затухает над сушей. Но если циклон достигает широт, близких к тропику ($20\text{--}30^\circ\text{ш.}$), оставаясь над океаном, он огибает с запада субтропический антициклон, выходит из тропиков, попадает в западный зональный поток средних широт и меняет направление движения с северо-западного на северо-восточное. Точка траектории, в которой перемещение циклона меняется с северо-западного на северо-восточное, называется точкой поворота. Таким образом, траектория тропического циклона обычно напоминает параболу с вершиной, обращенной к западу. В отдельных случаях пути циклонов очень разнообразны.

В умеренные широты тропические циклоны выходят в период с конца июня по начало октября, а наиболее активны в августе–октябре. Отличительной особенностью циклона этой группы является то, что в его различных частях отсутствуют контрасты температуры и в нем сосредоточено колоссальное количество энергии. Продвигаясь в умеренные широты, тропические циклоны постепенно теряют свою силу и затухают.

Скорость перемещения тропических циклонов внутри тропиков мала: всего $10\text{--}20\text{ км/ч}$. При выходе циклона во внетропические широты она возрастает до обычных скоростей внетропических циклонов.

Погода в тропическом циклоне. Сформировавшийся тропический циклон представляет собой округлую, слегка растянутую область пониженного давления диаметром в несколько сотен километров (до 1000 км). При этом давление в центре циклона нередко падает, так же как и в глубоких циклонах внетропических широт. Вследствие малой площади и большой глубины циклона барические градиенты и скорости ветра в нем очень велики. Скорости ветра достигают $30\text{--}50\text{ м/с}$. Наблюдались скорости до 65 м/с с отдельными порывами более 100 м/с .

Облачность в тропическом циклоне представляет собой почти сплошное грозовое облако, выпадают сильные ливневые осадки с грозовыми явлениями большой интенсивности. В самом центре циклона обычно находится небольшая зона

(десятки километров в диаметре) без мощных облаков и со слабыми ветрами — глазу бури, или глазу циклона. Сильные восходящие движения, господствующие в большей части тропического циклона, уступают в этой области место нисходящему движению воздуха. Облака окружают «глаз» в виде амфитеатра огромного стадиона и называются «стеной глаза». В одном тайфуне облака вокруг «глаза» возвышались до 14 км . На рис. 1.5.9 схематически приведена структура тропического циклона.

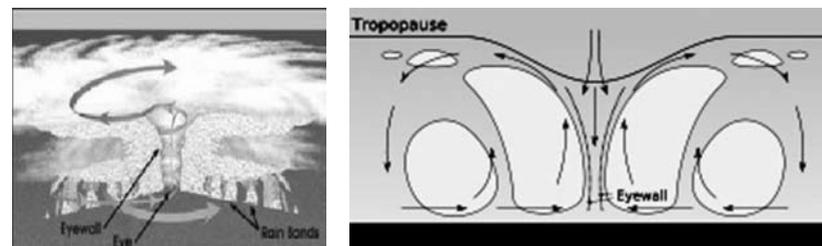


Рис. 1.5.9. Схема структуры тропического циклона

Температура воздуха в тропическом циклоне повышена по сравнению с окружающей атмосферой в связи с выделением огромного количества скрытого тепла при конденсации влаги. Распределение температуры равномерно и симметрично относительно центра, а вертикальная стратификация очень неустойчива. В глазу бури наблюдаются еще более высокие температуры, связанные с нисходящими движениями воздуха, и устойчивая стратификация атмосферы. В начале развития тропического циклона в нем можно обнаружить термическую асимметрию, связанную с тем, что циклон возник на границе двух воздушных масс, на фронте. Но в последующем развитии эта асимметрия выравнивается штормовыми ветрами циклона.

Перейдя в умеренные широты и изменив направление движения, тропический циклон расширяется по площади; градиенты в нем становятся меньше и ветры слабее. Внедрение в его область полярного (умеренного) фронта приводит к появлению температурного контраста между тропическим воздухом и вошедшим полярным воздухом. Циклон принимает характер внетропического циклона и в таком виде может проникнуть иногда в довольно высокие широты (вплоть до Исландии над Атлантикой и Камчатки над Тихим океаном).

Слежение за тропическими циклонами и предупреждение о них представляет важную задачу для службы погоды на Дальнем Востоке (особенно на Филиппинских островах), в США и других районах, подверженных тропическим циклонам. Прогноз тропических циклонов затруднен тем, что возникают и проходят они преимущественно над океаном. Проводится регулярное самолетное слежение и исследование тропических циклонов. Большие успехи были достигнуты, когда для слежения за тропическими циклонами стали применять радиолокацию. В последнее время важную информацию о них дают метеорологические спутники, непрерывно поставляя данные спутникового мониторинга планеты.

Несмотря на действующие в большинстве стран системы предупреждения о тропических циклонах, прохождение каждого из них сопровождается нежелательными для человека последствиями. Человеческие жертвы и огромный материальный

ущерб связаны с ураганными ветрами, наводнениями, сильными ливнями, а также штормовыми нагонами воды (нагон — подъем воды вдоль берега при движении циклона на сушу, — может достигать 8 м и более).

* * *

Сложная взаимосвязанная система описанных выше движений воздуха различного масштаба активно участвует в процессах межширотного (полярного) и междолготного переноса в атмосфере Земли — переноса углового момента, тепла и массы. Процессы переноса постоянно оказывают огромное влияние на состояние атмосферы и, соответственно, формируют климат и погоду в разных регионах планеты. Поэтому интерес к изучению процессов переноса с развитием науки и техники усиливается, поскольку с накоплением данных наблюдений появляются новые возможности для теоретического анализа. Несмотря на это, до сих пор остается не до конца выясненным вопрос о том, какие движения из этих элементов общей циркуляции являются определяющими в осуществлении полярного переноса тепла и влаги из приэкваториальных областей в более высокие широты.

Глава 2. ПОЛЯРНЫЙ ПЕРЕНОС В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ МИКРОВОЛНОВОГО СПУТНИКОВОГО МОНИТОРИНГА

Полярный перенос является одним из важнейших элементов климатической системы. Он осуществляет межширотный перенос тепла и массы из приэкваториальных областей в более высокие широты, влияет на транспортные свойства атмосферы и на формирование климата. Благодаря полярному переносу, градиенты температуры между экваториальными и полярными областями сглаживаются. В результате обеспечиваются более благоприятные климатические условия для жизни на Земле. Изучение полярного переноса имеет большое значение для понимания процессов в атмосфере и океане.

В настоящей работе для изучения полярного переноса используются данные спутникового мониторинга, поставляемые программой DMSP (Defense Meteorological Satellite Program). Подробно параметры спутников и структура данных приборов SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager), стоящих на борту спутников программы DMSP, описаны в Приложении. Сотрудниками отдела исследований Земли из космоса ИКИ РАН написан алгоритм, позволивший на основе полосовых данных СВЧ-радиометрических приборов SSM/I построить поля радиояркостной температуры с глобальным покрытием Земли [3, 4]. Глобальные радиотепловые поля с хорошим пространственно-временным разрешением собраны в электронной коллекции GLOBAL-Field (два полных поля в сутки с разрешением по поверхности 0,5×0,5°).

Радиометрические приборы SSM/I регистрируют излучение на четырех частотах, несущее информацию о разных физических объектах (см. таблицу). Если бы атмосфера не содержала примесей и была абсолютно сухой и прозрачной, то приборы SSM/I регистрировали бы радиояркостную температуру поверхности Мирового океана и суши. Однако в атмосфере есть примеси, имеющие резонансные линии

поглощения в радиодиапазоне на определенных частотах. Приборы SSM/I принимают излучение на частотах, отражающих присутствие в атмосфере примеси воды в разных видах (водяной пар, капли разных размеров, например).

Частоты многоканальных радиометров SSM/I и физические объекты, информация о которых регистрируется в рамках программы DMSP

| Частота, ГГц | Длина волны, см | Физические объекты |
|--------------|-----------------|--|
| 19,35 | 1,58 | Видимая поверхность: континенты, Мировой океан, наиболее плотные облачные структуры (с жидкими осадками) |
| 22,24 | 1,35 | Интегральный влагозапас (водяной пар) тропосферы |
| 37,00 | 0,81 | Интегральный водозапас тропосферы |
| 85,50 | 0,35 | Интегральный водозапас тропосферы, включая жидкие и кристаллические осадки |

Так как излучение с длинами волн больше 1 см практически свободно проходит через облачный покров земной атмосферы, а облака в среднем закрывают 55 % земной поверхности, то радиолокно предоставляет единственную возможность «заглянуть» под облака и зафиксировать процессы, происходящие между облаками и поверхностью Земли и внутри облачных масс. В частности, можно получить информацию об интегральном содержании воды и водяного пара в тропосфере. Поскольку влага и вода заморожены в движение, то подробный анализ радиотепловых полей позволит продвинуться в понимании пространственно-временной динамики крупномасштабных движений, а также переноса влаги и воды в атмосфере (из тропиков в высокие широты, в частности).

2.1. Методика изучения некоторых особенностей полярного переноса на основе широтно-временной диаграммы

Для детального изучения полярного переноса в атмосфере сконструированы широтно-временные диаграммы, позволяющие изучить тонкую структуру полярного переноса, используя глобальные радиотепловые поля из электронной коллекции GLOBAL-Field. Диаграмма строится следующим образом:

- на глобальном радиотепловом поле выбирается область исследования;
- радиояркостная температура в выбранной области интегрируется по долготе для получения распределения радиояркостной температуры по широте в заданный день;
- в широтно-временной диаграмме последовательно ото дня ко дню собирается информация об интегральном по долготе распределении радиояркостной температуры на разных широтах.

На рис. 2.1.1 представлены глобальное радиотепловое поле на частоте 19,35 ГГц и широтно-временная диаграмма, построенная по области, выделенной на радиотепловом поле. На диаграмме по оси абсцисс отложено время в сутках (от 1 до 365 дней, что соответствует году), по оси ординат — широта от 90° с.ш. до 90° ю.ш., что соответствует широте от северного до южного полюса.

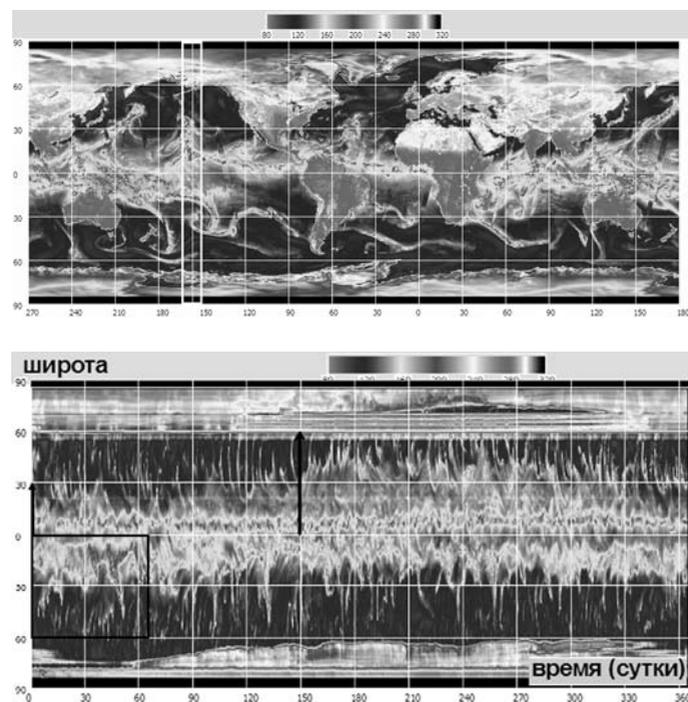


Рис. 2.1.1. Глобальное радиотепловое поле на частоте 19,35 ГГц (вверху) с выделенной областью; широтно-временная диаграмма (внизу)

Широтно-временные диаграммы имеют прямое отношение к переносу влаги и воды в атмосфере. Они позволяют изучить распределение влагозапаса (или водозапаса, в зависимости от частоты, на которой получено радиотепловое поле) тропосферы по широте от суток к суткам в течение года. На широтно-временной диаграмме, представленной на рис. 2.1.1, можно выделить следующие характерные детали:

- сезонная изменчивость переноса в Северном полушарии: в зимние месяцы перенос заметно ослабевает на широтах выше 30° широты, а в летние и осенние месяцы он более значителен (интенсивен) и достигает 60° широты (см. стрелки на широтно-временной диаграмме в начале и в середине года);
- в Южном (океаническом) полушарии в разные сезоны года перенос осуществляется более равномерно (по широте), но заметно меняется по интенсивности; летом Южного полушария полярный перенос гораздо интенсивнее;
- совместный анализ широтно-временных диаграмм и радиотепловых полей показал, что каждая деталь широтно-временной диаграммы отмечает след вихревой структуры или атмосферного фронта; это прекрасно видно на фрагменте широтно-временной диаграммы (выделенная прямоугольная область на диаграмме рис. 2.1.1), представленном ниже (рис. 2.1.2).

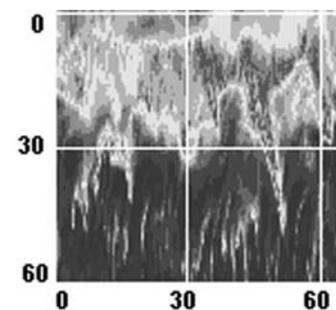


Рис. 2.1.2. Фрагмент широтно-временной диаграммы, выделенный рамкой на рис. 2.1.1

Широтно-временная диаграмма (см. рис. 2.1.1) построена для области активного формирования тропических циклонов над юго-западной частью Тихого океана. На фрагменте диаграммы (см. рис. 2.1.2) видно, что в период времени от 30 до 60-го дня года на широте приблизительно 7–10° ю.ш. сформировались три интенсивные вихревые структуры. Они двигались с востока на запад (по наклону следа может быть определена скорость продвижения). Первая из них (левая) достигла приблизительно 25° ю.ш., вторая, наиболее интенсивная, продвинулась почти до 50° ю.ш., третья исчезла, не достигнув 30° ю.ш. На выделенном фрагменте широтно-временной диаграммы след вихревой структуры является отпечатком движения тропического циклона, несущего с собой вмороженную влагу и воду.

На рис. 2.1.3 представлены примеры глобальных радиотепловых полей на трех частотах: 19,35; 22,24 и 37,00 ГГц и широтно-временные диаграммы, построенные для областей, выделенных на соответствующих радиотепловых полях.

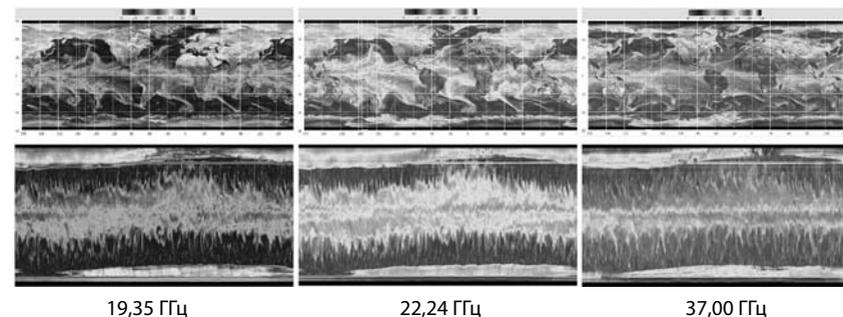


Рис. 2.1.3. Глобальные радиотепловые поля с выделенной областью и широтно-временные диаграммы на различных частотах

На широтно-временных диаграммах, представленных на рис. 2.1.3, выделяются характерные детали, аналогичные тем, которые были описаны выше для широтно-временной диаграммы на частоте 19,35 ГГц.

Кривая «переноса». Широтно-временные диаграммы содержат информацию о распределении яркостной температуры (о широтном распределении примеси

пара или воды в тропосфере) от суток к суткам и, соответственно, о поведении переноса (примеси) от суток к суткам по широте. Нас интересовали долговременные изменения распределения влагозапаса, поэтому на основе полученных диаграмм были построены кривые «переноса». Кривая получается путем усреднения по времени информации, содержащейся в широтно-временной диаграмме. В данной работе усреднение производилось за 7 лет, с 1999 по 2005 г.

В левой части рис. 2.1.4 представлен фрагмент широтно-временной диаграммы: по оси абсцисс отложено время — от 1 до 365 дня, по оси ординат отложена широта — от 60° с.ш. до 60° ю.ш. В правой части того же рис. 2.1.4 представлена полученная по данным диаграммы кривая «переноса». Кривая показана в плоскости интенсивность – широта: по оси абсцисс отложена интенсивность (яркостная температура, свидетельствующая о содержании соответствующей примеси), по оси ординат — широта от 60° с.ш. до 60° ю.ш.

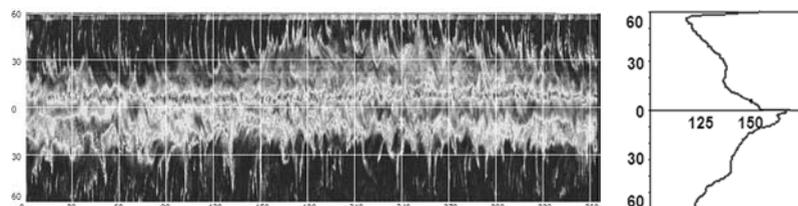


Рис 2.1.4. Широтно-временная диаграмма (слева) и кривая «переноса» (справа)

Кривая демонстрирует среднегодовое широтное распределение радиояростной температуры в выбранной области. Анализ широтно-временных диаграмм и кривых «переноса» позволяет выявить широтное распределение влаго- или водо- запаса тропосферы, некоторые характерные особенности полярного переноса и, в частности, определить широты с наиболее повышенной и пониженной интенсивностью переноса.

Далее представлены широтно-временные диаграммы и кривые «переноса», характеризующие распределение влаго- и водо- запаса в тропосфере над разными регионами двух океанов — Тихого и Атлантического. Фактически полученные кривые «переноса» содержат информацию о среднем за 7 лет (1999–2005) распределении влаго- или водо- запаса тропосферы по широте. Сравнение кривых «переноса», полученных для разных областей, позволило изучить региональные особенности и определить причины различного поведения полярного переноса над разными акваториями Мирового океана. Все кривые представлены далее в плоскости широта – интенсивность: по оси абсцисс отложена широта от 60° с.ш. до 60° ю.ш., по оси ординат — интенсивность.

2.2. Кривые «переноса» в атмосфере над акваторией Атлантического океана

Для изучения особенностей переноса над акваторией Атлантического океана были выбраны области, показанные на радиотепловом поле (рис. 2.2.1). В северной части Атлантики выбрана область А1 от 40 до 50° з.д., в Южной полушарии — область А2 от 25 до 35° з.д. Кроме того, в Северной полушарии была выбрана дополни-

тельная область А3 — от 25 до 35° з.д. Все три области распространяются по широте от экватора до $\pm 60^\circ$ широты.

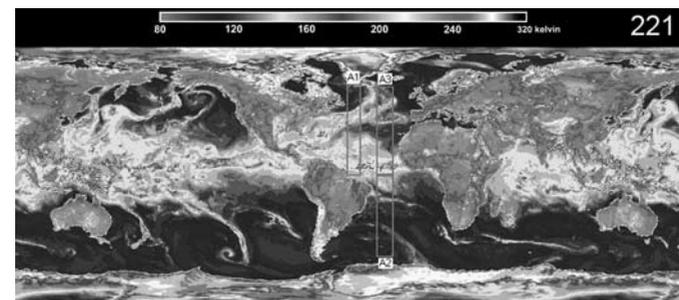


Рис. 2.2.1. Поле радиояростной температуры (19,35 ГГц) с выделенными для анализа областями над акваторией Атлантического океана

На рис. 2.2.2 представлена кривая «переноса» для областей, выделенных над акваторией Атлантического океана; левая часть кривой соответствует области А2 в Южном полушарии, правая часть — области А1 в Северном полушарии.

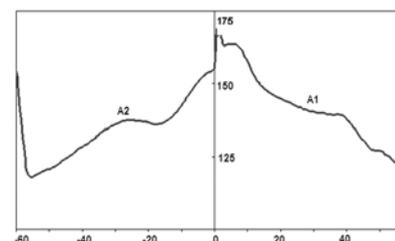


Рис. 2.2.2. Кривая «переноса» для выделенных над Атлантическим океаном областей А1 (справа) и А2 (слева)

Можно выделить следующие характерные особенности кривой:

- повышенная интенсивность переноса в приэкваториальной зоне, с максимумом, находящимся приблизительно на 7–8° с.ш.;
- задержка спада интенсивности и наличие площадок на кривой в диапазонах 15–30° ю.ш., 30–40° с.ш. и 45–50° с.ш.;
- резкий излом и рост около 60° с.ш. и вблизи 55° ю.ш.

Повышенная интенсивность переноса вблизи экватора согласуется с расположением зоны внутритропической конвергенции, которая смещена к северу от экватора. Спад интенсивности в средних широтах может быть связан с влиянием крупномасштабной атмосферной ситуации в выбранном районе, в частности, с влиянием центров действия (антициклонов и депрессий) на траектории атмосферных вихрей. В Атлантическом океане действуют Азорский антициклон и Исландская депрессия в Северной полушарии, а также Южно-Атлантический антициклон в Южной полушарии. Резкий рост интенсивности кривой в высоких широтах связан с попаданием в область исследования ледового покрова, имеющего высокую яркостную температуру.

Северная часть Атлантического океана, Азорский антициклон.

Антициклон располагается вблизи Азорских островов на 30–35° с.ш. и оказывает влияние на потоки воздуха, распространяющиеся в северной части Атлантического океана. Понижение интенсивности на кривой переноса на широтах с 10 по 35° с.ш. может быть связано с наличием этого антициклона (см. схему на рис. 2.2.3). Азорский антициклон блокирует доступ потоков воздуха (и перенос влаги и воды, соответственно), пришедших из приэкваториальной области, в более северные широты. В результате наблюдается понижение интенсивности переноса на широтах 10–35° с.ш. Кроме того, антициклон отклоняет потоки, пришедшие с юго-запада, на более высокие широты, следствием чего является небольшой излом на кривой вблизи 40° с.ш.



Рис. 2.2.3. Приблизительная схема действия Азорского антициклона

В северной части Атлантического океана была выбрана дополнительная область исследования АЗ для подтверждения влияния Азорского антициклона. Данная область проходит через центр Азорского антициклона, приблизительно около 25–35° з.д. На рис. 2.2.4 приведены на одном графике обе кривые «переноса» — для областей А1 и АЗ.

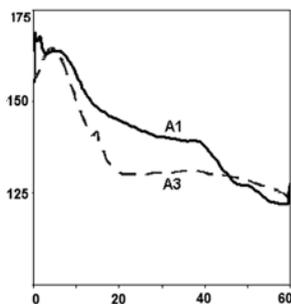


Рис. 2.2.4. Кривые «переноса» для двух областей в северной части Атлантического океана: А1 (сплошная кривая) и АЗ (пунктирная кривая)

Как и ожидалось, получен еще более резкий спад интенсивности переноса в области АЗ на широтах с 10 по 20° с.ш. (пунктирная кривая) по сравнению со спадом на соответствующих широтах в области А1 (сплошная кривая). Этот спад связан с тем, что область АЗ проходит через антициклон, где господствует малооблачная и сухая погода. Тропические циклоны огибают эту область и крайне редко приносят туда влагу.

Исландская депрессия. Депрессия является сезонным центром действия атмосферы, она интенсивна в зимний период и заметно ослабляется летом. Эта депрессия располагается между Гренландией и Европой с центром вблизи Исландии. Рассмотрим сплошную кривую на рис. 2.2.4, построенную для области А1. Эта область проходит через центр Исландской депрессии. Наличие на кривой площадки на высоких широтах, приблизительно от 45 до 50° с.ш., вероятнее всего, связано с присутствием Исландской депрессии — атмосферного центра действия, являющегося центральным циклоном в северной части Тихого океана.

Этот факт подтверждается кривыми «переноса», представленными на рис. 2.2.5. Они построены для области А1, но отдельно по данным за зимние периоды и за летние. На пунктирной кривой, соответствующей зимним периодам, когда депрессия наиболее интенсивна, можно выделить небольшое повышение интенсивности с максимумом приблизительно на 50° с.ш. На сплошной кривой, построенной за летние периоды, когда действие депрессии ослабляется, такое поведение кривой «переноса» отсутствует.

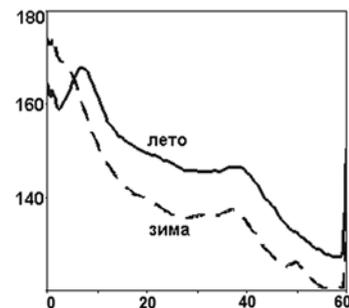


Рис. 2.2.5. Кривые «переноса» для области А1 в северной части Атлантического океана: для зимы (пунктирная кривая) и лета (сплошная кривая)

Рассмотрим кривую «переноса», построенную для области АЗ, 25–35° з.д., — пунктирную кривую на рис. 2.2.4. Область АЗ находится восточнее места расположения Исландской депрессии. На кривой отмечается диапазон практически постоянной интенсивности примерно от 20 до 60° с.ш. Такое поведение наблюдается в зимние и в летние периоды. Это связано с тем, что влияние Исландской депрессии и Азорского антициклона в области АЗ незначительно. Для подтверждения этого факта на рис. 2.2.6 представлены кривые «переноса» для области АЗ, построенные

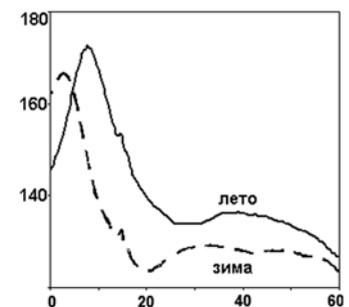


Рис. 2.2.6. Кривые «переноса» для области АЗ в северной части Атлантического океана: для зимы (пунктирная кривая) и лета (сплошная кривая)

отдельно за зимние и летние периоды. Как и ожидалось, поведение кривых качественно очень схоже. Смещение максимума кривой к экватору от $\sim 10^\circ$ с.ш. (летом) до $\sim 4^\circ$ с.ш. (зимой), связано с сезонным перемещением зоны внутритропической конвергенции.

Южная часть Атлантического океана, Южно-Атлантический антициклон. Рассмотрим влияние Южно-Атлантического антициклона на перенос над Атлантикой в Южном полушарии. Антициклон действует в атмосфере над островом Святой Елены, приблизительно на $15\text{--}20^\circ$ з.д. На рис. 2.2.7 приведена кривая «переноса», построенная для области A2 (область от 25° до 35° з.д.).

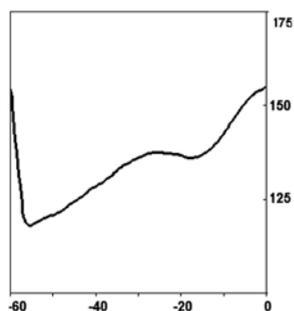


Рис. 2.2.7. Кривая «переноса» для области A2 в южной части Атлантики

Характерные особенности кривой:

- спад интенсивности от экватора до 15° ю.ш.;
- площадка и даже небольшое повышение интенсивности с максимумом приблизительно на 28° ю.ш.;
- резкий рост вблизи 57° ю.ш.

Минимум интенсивности вблизи 15° ю.ш. соответствует месту расположения Южно-Атлантического антициклона. Этот центр действия в атмосфере Южного полушария блокирует доступ потоков воздуха из приэкваториальной области в южные широты. Небольшое повышение интенсивности с максимумом приблизительно на 28° ю.ш. связано с тем, что Южно-Атлантический антициклон отклоняет потоки воздуха, пришедшие с запада, на более высокие южные широты. Резкий рост вблизи 57° ю.ш. связан с попаданием в область A2 антарктического ледового покрова.

2.3. Кривые «переноса» в атмосфере над акваторией Тихого океана

Для изучения особенностей переноса над акваторией Тихого океана были выбраны области, показанные на рис. 2.3.1. В северной части Тихого океана выбрана область T1 — от 150 до 180° з.д, область T2 — от 120 до 130° з.д и область T3 — от 145 до 155° в.д.; в Южном полушарии — область T4 — от 165 до 175° з.д. и область T5 — от 100 до 110° з.д. Все области по широте распространяются от экватора до $\pm 60^\circ$ широты.

В Тихом океане действуют Гавайский антициклон и Алеутская депрессия в Северном полушарии, а также Южно-Тихоокеанский антициклон в Южном.

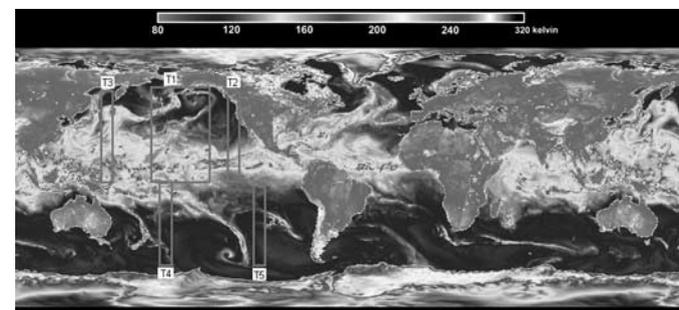


Рис. 2.3.1. Поле радиояркостной температуры с выделенными для анализа областями над акваторией Тихого океана

Северо-восточная часть Тихого океана. На рис. 2.3.2 представлена кривая «переноса» для области T1 (область от 150 до 180° з.д.).

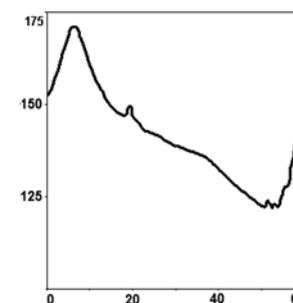


Рис. 2.3.2. Кривая «переноса» для области T1 в северной части Тихого океана

На кривой можно выделить следующие детали:

- повышенная интенсивность переноса в приэкваториальной зоне, пик находится приблизительно на $7\text{--}8^\circ$ с.ш.;
- пик на 20° с.ш.;
- задержка спада интенсивности в диапазоне $20\text{--}40^\circ$ с.ш.;
- резкий рост вблизи 55° с.ш.

Повышенная интенсивность переноса вблизи экватора согласуется с зоной внутритропической конвергенции. Пик на 20° с.ш. связан с попаданием в область T1 Гавайских островов (20° с.ш. и 160° з.д.). Спад интенсивности в средних широтах может быть обусловлен влиянием крупномасштабной атмосферной ситуации, в частности, — влиянием центра действия (Гавайского антициклона и Алеутской депрессии) на траектории атмосферных вихрей. Резкий рост в высоких широтах связан с попаданием в область исследования суши — Северной Америки.

Гавайский антициклон. Антициклон располагается около Гавайских островов (приблизительно на 20° с.ш. и 160° з.д.) и оказывает влияние на потоки воздуха, распространяющиеся в северной части Тихого океана. Понижение интенсивности

на кривой переноса (см. рис. 2.3.2) на широтах с 8 по 20° с.ш. может быть связано с наличием Гавайского антициклона. Влияние антициклона на траектории атмосферных вихрей аналогично влиянию Азорского антициклона в северной части Атлантического океана. Антициклон блокирует доступ потоков воздуха (и перенос влаги и тепла) в северные широты. В результате наблюдается понижение интенсивности переноса на средних широтах, около 8–25° с.ш. Кроме того, антициклон отклоняет потоки, пришедшие с северо-запада, на более высокие широты, следствием чего является небольшой излом на кривой вблизи 40° с.ш.

Для подтверждения влияния Гавайского антициклона была выбрана дополнительная область исследования T2 в северной части Тихого океана. Выбранная область проходит восточнее центра антициклона, приблизительно около 120–130° з.д. На рис. 2.3.3 приведены на одном графике две кривые «переноса» — для областей T1 и T2.

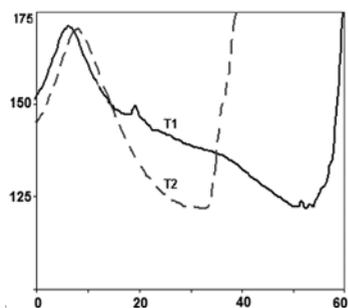


Рис. 2.3.3. Кривые «переноса» для двух областей в северной части Тихого океана T1 (сплошная кривая) и T2 (пунктирная кривая)

Как и ожидалось, получен более резкий спад интенсивности переноса на широтах от 8 до 30° с.ш. в области T2 по сравнению со спадом на соответствующих широтах в области T1. Следовательно, одна из причин понижения интенсивности в области T1 — влияние Гавайского антициклона. Резкий спад на кривой T1 связан с тем, что антициклон блокирует доступ влажного воздуха приэкваториальных широт в северные широты области T2. Здесь господствует малооблачная и сухая погода. На кривой T2 резкий рост выше ~35° с.ш. связан с попаданием в область исследования суши — Северной Америки.

Северо-западная часть Тихого океана, Алеутская депрессия. Депрессия является сезонным центром действия атмосферы, она интенсивна в зимний период и заметно ослабляется летом. Алеутская депрессия находится на севере Охотского и Берингова морей. В северо-западной части Тихого океана была выбрана область исследования T3 (область от 145 до 155° в.д.). Она находится восточнее центра Алеутской депрессии и далеко от центра Гавайского антициклона. На рис. 2.3.4 представлена кривая «переноса» для области T3.

Для кривой характерно следующее:

- повышенная интенсивность в приэкваториальной зоне, пик находится приблизительно на 8° с.ш.;
- задержка спада интенсивности в диапазоне 10–35° с.ш.;
- резкий рост севернее 50° с.ш.

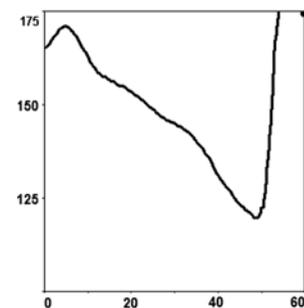


Рис. 2.3.4. Кривая «переноса» для области T3 в северной части Тихого океана

Повышенная интенсивность вблизи экватора согласуется с зоной внутритропической конвергенции (регион активного формирования тропических циклонов). Поведение на широтах от 8 до 50°, вероятнее всего, связано с наличием Алеутской депрессии. Резкий рост в высоких широтах связан с попаданием в область исследования суши — Северной Америки.

Для сравнения переноса в северо-восточной и северо-западной частях океана, на рис. 2.3.5 приведены на одном графике кривые «переноса» для двух областей T1 и T3.

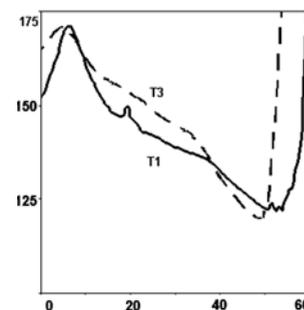


Рис. 2.3.5. Кривые «переноса» для двух областей в северной части Тихого океана: T3 (пунктирная кривая) и T1 (сплошная кривая)

На широтах приблизительно от 10 до 35° с.ш. спад интенсивности сильнее выражен в области T1, чем в области T3. В области T1 действует Гавайский антициклон, здесь в основном господствует сухая и безоблачная погода. Область T3 находится далеко от центра действия антициклона и проходит восточнее центра Алеутской депрессии, здесь в основном отмечается более облачная и теплая погода.

Юго-западная часть Тихого океана. В юго-западной части Тихого океана была выбрана область T4 (от 165 до 175° з.д.). Кривая «переноса» для этой области представлена на рис. 2.3.6.

Можно выделить следующие характерные особенности кривой:

- повышенная интенсивность в приэкваториальной зоне с пиком приблизительно на 15° ю.ш.;
- спад интенсивности с 15° ю.ш. до высоких широт.

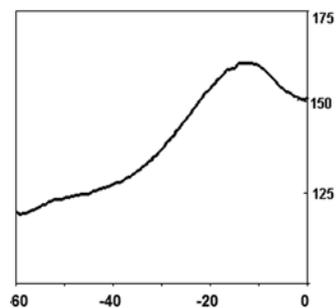


Рис. 2.3.6. Кривая «переноса» для области T4 в юго-западной части Тихого океана

Область повышенной интенсивности вблизи экватора согласуется с зоной внутритропической конвергенции (регион активного формирования тропических циклонов).

Юго-восточная часть Тихого океана, Южно-Тихоокеанский антициклон.

Рассмотрим влияние Южно-Тихоокеанского антициклона на перенос в южной части Тихого океана. Антициклон действует в атмосфере над островами Пасхи, приблизительно на 110° з.д. На рис. 2.3.7 представлена кривая «переноса» для области T5 (область от 100 до 110° з.д.).

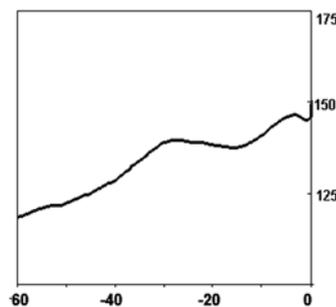


Рис. 2.3.7. Кривая «переноса» для области T5 в юго-восточной части Тихого океана

Характерные особенности кривой:

- спад интенсивности от экватора до 15° ю.ш.;
- площадка и даже небольшое повышение интенсивности с максимумом приблизительно на 28° ю.ш.;
- спад интенсивности с 30° ю.ш. до высоких широт.

Минимум интенсивности вблизи 15° ю.ш. соответствует месту расположения Южно-Тихоокеанского антициклона. Этот центр действия в Южном полушарии блокирует доступ потоков воздуха приэкваториальных широт в южные широты, в результате — спад интенсивности на кривой «переноса». Небольшое повышение интенсивности с максимумом приблизительно на 28° ю.ш. связано с тем, что антициклон отклоняет потоки воздуха, пришедшие с северо-запада, в более высокие южные широты.

На рис. 2.3.8 представлены кривые «переноса», полученные для областей T4 и T5.

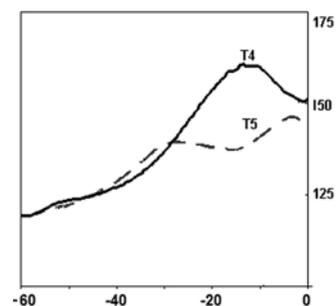


Рис. 2.3.8. Кривые «переноса» для двух областей в южной части Тихого океана: T4 (сплошная кривая) и T5 (пунктирная кривая)

Область T4 находится далеко от центра Южно-Тихоокеанского антициклона — на соответствующей сплошной кривой выделяется пик, связанный с областью активного формирования тропических циклонов, и спад интенсивности от 15° ю.ш. до высоких широт. Область T5 находится вблизи центра Южно-Тихоокеанского антициклона — на соответствующей пунктирной кривой спад интенсивности и небольшое повышение интенсивности на средних широтах. Такое поведение интенсивности полярного переноса в области T5 связано с влиянием Южно-Тихоокеанского антициклона. На высоких широтах, где влияние атмосферного центра действия на потоки воздуха незначительное, кривые для двух областей практически совпадают.

2.4. Кривые «переноса» над акваториями Тихого и Атлантического океанов (по радиотепловым полям на разных частотах)

Рассмотрим, каким образом широтное распределение радиояркой температуры зависит от частоты, на которой был проведен спутниковый мониторинг. Проведем сравнение между кривыми «переноса», полученными по данным на частотах 19,35; 22,24 и 37,00 ГГц.

Частота 19,35 ГГц. Выше проанализировано широтное распределение радиояркой температуры на частоте 19,35 ГГц над акваториями двух океанов, Атлантического и Тихого. Для сравнения характерных особенностей переноса над акваториями были выбраны области, показанные на приведенном ниже радиотепловом поле, рис. 2.4.1. В северной части Тихого выбрана область T1 (от 150 до

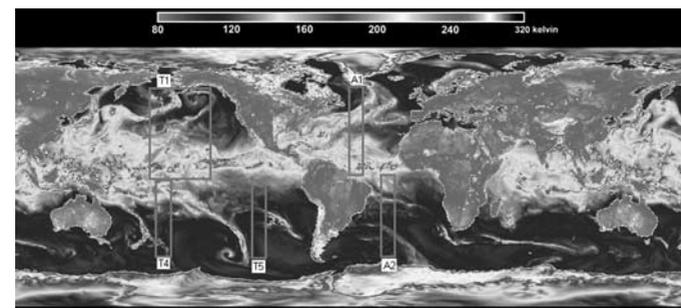


Рис. 2.4.1. Поле радиояркой температуры с выделенными областями над акваториями Тихого и Атлантического океанов

180° з.д.), в южной части — T4 (от 165 до 175° з.д.) и T5 (от 100 до 110° з.д.). В северной части Атлантики выбрана область A1 (от 40 до 50° з.д.), в Южном полушарии — область A2 (от 25 до 35° з.д.). Все области по широте распространяются от экватора до $\pm 60^\circ$ широты. Области T1, T4, T5, A1 и A2 совпадают с исследованными выше.

На рис. 2.4.2 представлены три кривые «переноса», построенные по выделенным областям над двумя акваториями. Пунктирная кривая относится к Тихому океану: ее левая часть соответствует области T5 в Южном полушарии, правая — области T1 в Северном. Точечная кривая соответствует области T4 в западной части океана. Сплошная кривая построена для Атлантического океана: левая часть кривой соответствует области A2 в Южном полушарии, правая часть — области A1 в Северном.

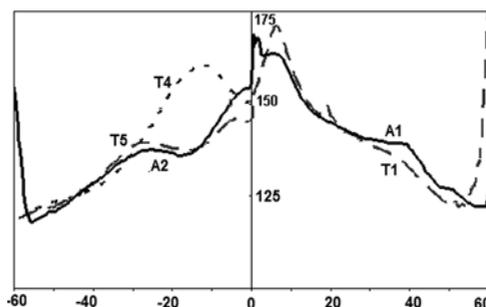


Рис. 2.4.2. Кривые «переноса» на частоте 19,35 ГГц для выделенных областей над акваториями Тихого и Атлантического океанов

На кривых, показанных на рис. 2.4.2, можно выделить следующие особенности:

- повышенная интенсивность в приэкваториальной зоне в Северном полушарии;
- задержка спада интенсивности и наличие площадок на средних широтах в Южном (15–25° ш.) и Северном (25–40° ш.) полушариях;
- резкий рост вблизи 60° широты в обоих полушариях.

Повышенная интенсивность вблизи экватора в Северном полушарии согласуется с зоной внутритропической конвергенции. Понижение интенсивности на средних широтах связано с наличием центров действия атмосферы: Азорского и Южно-Атлантического антициклонов в Атлантическом океане, Гавайского и Южно-Тихоокеанского антициклонов в Тихом океане. Резкий рост вблизи 60° широты в обоих полушариях связан с попаданием в области исследования либо ледяного покрова, либо суши, яркостная температура которых гораздо выше температуры системы океан–атмосфера. По полученным результатам можно заключить, что особенности полярного переноса схожи для тех областей, которые находятся вблизи расположения квазистационарных атмосферных центров действия.

На точечной кривой (соответствует области T4) выделяется повышенная интенсивность в приэкваториальной зоне. Это согласуется с высокой влажностью и интенсивностью процессов переноса в зоне внутритропической конвергенции. Кроме того, область T4 проходит через одну из зон активного тропического цикло-

гена. Область T4 находится далеко от центров действия атмосферы, поэтому они не влияют на интенсивность переноса в данной области.

Частота 22,24 ГГц (резонансная линия водяного пара). С радиояркостной температурой на этой частоте тесно связано влагосодержание атмосферы — параметр, характеризующий интегральное по высоте количество водяного пара в тропосфере, а следовательно и процессы тепло- и влагообмена в тропосфере. В водяном паре в виде скрытого тепла сосредоточена значительная доля общего тепла, содержащегося в атмосфере.

На рис. 2.4.3 представлены кривые «переноса» на этой частоте для тех же областей T1, T4, T5, A1 и A2 (выделены на поле радиояркостной температуры на рис. 2.4.1).

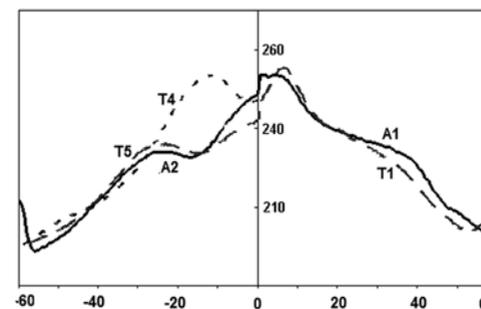


Рис. 2.4.3. Кривые «переноса» на частоте 22,24 ГГц для выделенных областей над акваториями Тихого и Атлантического океанов

Рис. 2.4.3 демонстрирует, что радиояркостная температура системы океан–атмосфера на частоте 22,24 выше, чем на частоте 19,35. Однако характерные особенности кривой, описанные ранее, не изменились. Кривым на рис. 2.4.3 присущи те и только те особенности, которые характерны для кривых на рис. 2.4.2.

Частота 37,00 ГГц. С яркостной температурой на частоте 37,00 ГГц тесно связано водосодержание тропосферы — интегральный водозапас. На рис. 2.4.4 представлены кривые «переноса» для тех же областей (см. рис. 2.4.1).

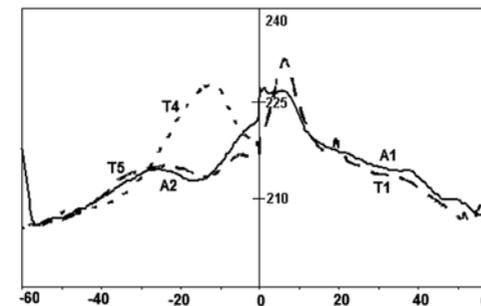


Рис. 2.4.4. Кривые «переноса» на частоте 37,00 ГГц для выделенных областей над акваториями Тихого и Атлантического океанов

Сравнение рис. 2.4.2–2.4.4 показывает, что характерные особенности кривых практически одинаковы.

Отметим схожесть особенностей широтного распределения радиояркостной температуры на трех рассмотренных частотах 19,35; 22,24 и 37,00 ГГц. Следовательно, качественно согласуются также и особенности распределения и перенос тех примесей (составляющих влаго- и водозапаса тропосферы), с которыми ассоциируется радиояркостная температура на выбранных частотах. В основном, это водяной пар, содержащийся в воздухе, и выпадающие в момент регистрации данных дожди. Схожесть особенностей широтного распределения радиояркостной температуры на трех рассмотренных частотах обусловлена именно тем, что вода и влага вморожены в движение воздуха и переносятся вместе с ним.

2.5. Широтное распределение влагозапаса атмосферы (с использованием полуэмпирической формулы)

Влаго- и водозапас тропосферы — одни из важнейших характеристик климатической системы. Пространственно–временная структура и изменчивость содержания водяного пара и воды отражается на процессах в атмосфере. Изменчивость содержания водяного пара в тропосфере определяется взаимодействием процессов испарения, конденсации и переноса. В результате конденсации водяного пара образуются облака и выпадают атмосферные осадки в виде дождя, града и снега.

Анализ общего влаго- и водосодержания атмосферы по спутниковым данным оказывается продуктивным на разных временных масштабах [18]. На синоптических масштабах выявлена жесткая связь между вариациями общего влагосодержания атмосферы (спутниковые данные) и вариациями температуры и влажности приводного воздуха (метеорологические наземные измерения). Это показывает правомерность использования спутниковых СВЧ-радиометрических измерений для количественных оценок общего влаго- и водосодержания атмосферы на синоптических и больших временных масштабах.

Для вычисления влагозапаса тропосферы над Мировым океаном по данным радиотеплового спутникового мониторинга использована формула с полуэмпирическими коэффициентами

$$W(\text{кг}/\text{м}^2) = 131,9 - 30,5 \ln(280 - T_{\nu 22}) + 12,49 \ln(280 - T_{\nu 37}),$$

приведенная в [19]. Здесь $T_{\nu 22}$ и $T_{\nu 37}$ — радиояркостная температура на частоте 22,24 и 37,00 ГГц.

С использованием данных спутникового мониторинга и формулы с полуэмпирическими коэффициентами построены кривые, характеризующие зависимость влагосодержания тропосферы, усредненного по долготе и времени, от широты. Для сравнения особенностей этих кривых с полученными ранее результатами широтного распределения радиояркостной температуры на частотах 19,35; 22,24 и 37,00 ГГц были выбраны те же области, что и ранее (показаны на рис. 2.5.1). Над акваторией Тихого океана выбраны области T1 (150–180° з.д.), T3 (145–155° в.д.), T4 (165–175° з.д.) и T5 (100–110° з.д.). Над Атлантикой выбраны области A1 (40–50° з.д.), A2 (25–35° з.д.) и A3 (25–35° з.д.). Все области, как и выше, распространяются по широте от экватора до $\pm 60^\circ$ широты.

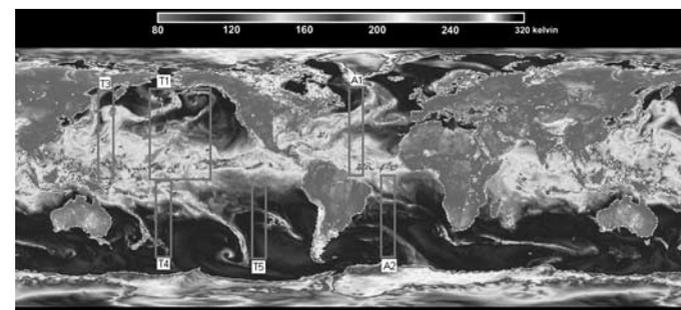


Рис. 2.5.1. Поле радиояркостной температуры с выделенными для анализа областями над акваториями Тихого и Атлантического океанов

На рис. 2.5.2 представлены две кривые изменения влагозапаса атмосферы над акваториями Тихого и Атлантического океанов. Тихий океан: левая часть пунктирной кривой соответствует области T5 в Южном полушарии, правая часть — области T1 в Северном. Атлантика: левая часть сплошной кривой соответствует области A2 в Южном полушарии, ее правая часть — области A1 в Северном полушарии.

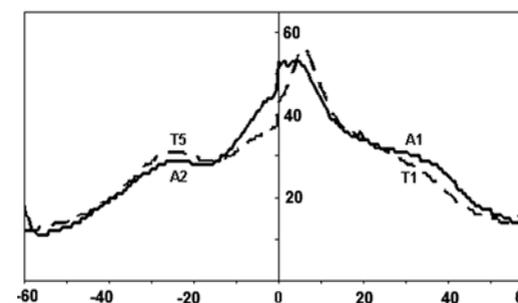


Рис. 2.5.2. Широтная зависимость влагозапаса тропосферы для выделенных областей над акваториями Тихого и Атлантического океанов

Характерные особенности кривых:

- повышенный влагозапас тропосферы в приэкваториальной зоне в Северном полушарии;
- задержка спада влагозапаса и наличие площадок на средних широтах в Южном и Северном полушариях;
- резкий рост вблизи 60° широты в обоих полушариях.

Повышенный влагозапас тропосферы вблизи экватора в Северном полушарии согласуется с зоной внутритропической конвергенции. Понижение влагозапаса на средних широтах связано с влиянием атмосферных центров действия: Азорского и Южно–Атлантического антициклонов в Атлантическом океане, Гавайского и Южно–Тихоокеанского антициклонов в Тихом. По полученным результатам можно

заклучить, что рассмотренные характерные особенности распределения влагозапаса схожи с особенностями распределения интенсивности кривых «переноса», полученных по значениям яркостной температуры на частотах 19,35; 22,24 и 37,00 ГГц. Полная аналогия характерных особенностей также прослеживается при сравнении соответствующих кривых для других областей.

На рис. 2.5.3 представлены на одном графике две кривые изменения влагозапаса атмосферы над акваторией Атлантического океана.

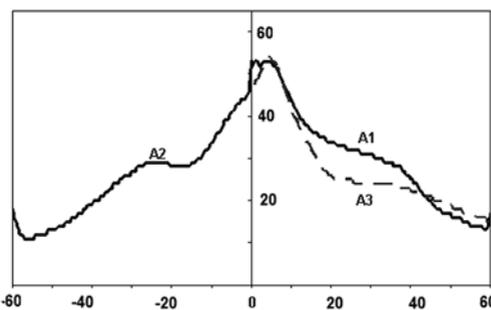


Рис. 2.5.3. Распределения влагозапаса над Атлантикой

Кривые распределения влагозапаса демонстрируют, что влагосодержание тропосферы на широтах приблизительно от 10 до 40° с.ш в области A1 (сплошная кривая) больше, чем в области A3 (пунктирная кривая). Это согласуется с изменениями интенсивности кривых «переноса» в данных областях на соответствующих широтах (см. рис. 2.2.4). Спад кривой A3 связан с тем, что область A3 проходит через атмосферный центр действия — антициклон, где господствует малооблачная и сухая погода. Тропические циклоны огибают эту область и крайне редко приносят туда влагу.

На рис. 2.5.4 представлены на одном графике две кривые изменения влагозапаса тропосферы над Тихим океаном. Левая часть сплошной кривой соответствует области T4 в Южном полушарии, правая — области T1 в Северном. Левая часть пунктирной кривой соответствует области T5 в Южном полушарии, правая — области T3 в Северном полушарии.

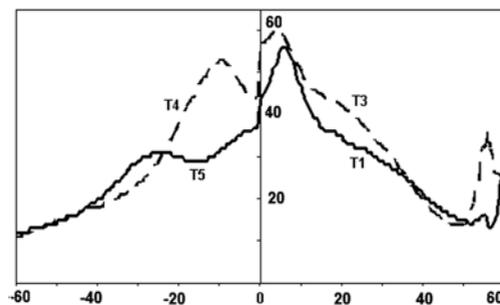


Рис. 2.5.4. Влагозапас атмосферы для выбранных областей над Тихим океаном

В Южном полушарии влагозапас тропосферы в областях T4 и T5 вблизи экватора и на средних широтах значительно различается. То же самое мы отметили на рис. 2.3.8 для кривых «переноса», построенных по радиояркостной температуре. Такое поведение интенсивности полярного переноса в области T5 связано с влиянием Южно-Тихоокеанского центра действия атмосферы. В Северном полушарии влагосодержание в средних широтах в области T2 больше, чем в области T1. Эти широтные колебания тоже согласуются с колебаниями интенсивности на кривых «переноса» в данных областях на соответствующих широтах.

Таким образом, полученные результаты показывают, что радиояркостная температура адекватно отражает все особенности широтного распределения влагозапаса тропосферы.

2.6. Особенности полярного переноса в атмосфере Земли

Мы связываем полярный перенос влаги (и скрытого тепла) с горизонтальными атмосферными вихрями — тропическими циклонами, в частности. Сравнительный анализ глобальных радиотепловых полей и широтно-временных диаграмм показал, что характерные детали (следы вихревых структур) на глобальных радиотепловых полях и широтно-временных диаграммах являются отпечатками движений тропических циклонов. Эти интенсивные атмосферные вихри продвигаются из приэкваториальных широт в средние и средневысокие широты и переносят вмороженную в потоки воздуха влагу и воду.

На рис. 2.6.1 представлены карта треков тропических циклонов и глобальное радиотепловое поле на частоте 19,35 ГГц.

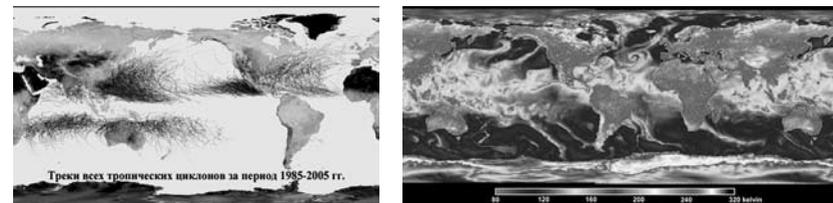


Рис. 2.6.1. Карта треков тропических циклонов (слева) за 20 лет и глобальное радиотепловое поле на частоте 19,35 ГГц (справа)

Сравнение треков тропических циклонов и серий глобальных радиотепловых полей подтверждает, что на радиотепловых полях отображаются следы движения тропических циклонов. Эти атмосферные вихри переносят влагу и воду, содержание которых соотносится с интенсивностью радиояркостной температуры в соответствующих диапазонах частот. Широтно-временные диаграммы и кривые «переноса», построенные с использованием радиотепловых полей, позволяют изучить особенности полярного переноса влаго- и водозапаса в атмосфере из приэкваториальных областей в средние и средневысокие широты и связать полярный перенос с тропическими циклонами.

Ниже приведены примеры использования широтно-временных диаграмм для изучения особенностей полярного переноса, связанных с тропическими циклонами. Широтно-временные диаграммы в этой части работы построены по радиотепловым

полям за 1999 г.; по оси абсцисс отложено время в сутках (от 1 до 365 дня года), по оси ординат — широта от 0 до $\pm 60^\circ$ ш.

Северная часть Атлантического океана. На рис. 2.6.2 представлены карта треков тропических циклонов и глобального радиотеплового поля на частоте 19,35 ГГц с выделенными областями А1 и А3.

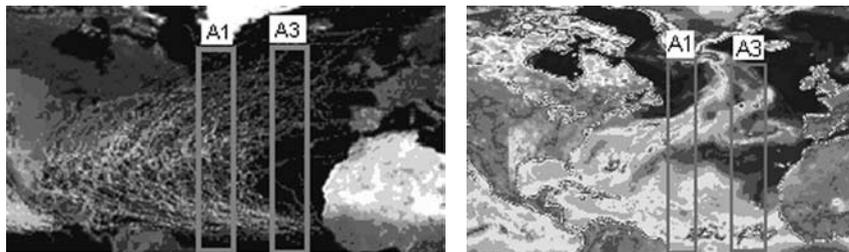


Рис. 2.6.2. Карта треков тропических циклонов (слева) и фрагмент глобального радиотеплового поля (справа)

Ниже представлены широтно-временные диаграммы для областей А1 и А3.

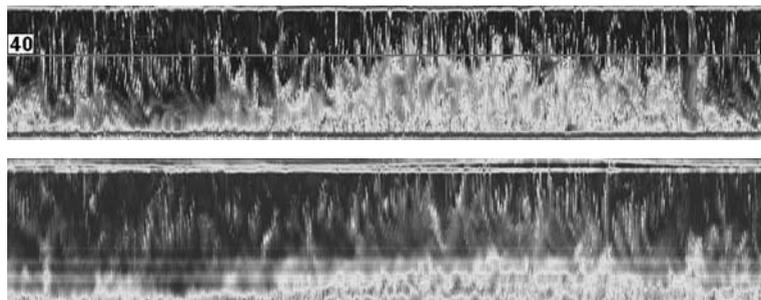


Рис. 2.6.3. Широтно-временные диаграммы для областей А1 (вверху) и А3 (внизу)

Сравнение деталей широтно-временных диаграмм (рис.2.6.3) и кривых «переноса» (см. рис. 2.2.4) с треками тропических циклонов для областей А1 и А3 позволило объяснить некоторые особенности поведения полярного переноса на разных широтах.

Для области А1 характерно следующее:

- повышенная интенсивность полярного переноса в приэкваториальной зоне связана с тем, что именно здесь атмосфера получает наибольшее количество тепла; в этой зоне (внутритропической зоне конвергенции) сосредоточено также наибольшее количество влаги на планете;
- понижение интенсивности и наличие площадки на средних широтах объясняется тем, что тропические циклоны, оставаясь над океаном, огибают с запада Азорский антициклон и, двигаясь в сторону умеренных широт, постепенно теряют энергию и несут в себе меньшее количество влаги;

- излом на 40° с.ш. и дальнейшее понижение интенсивности переноса связано с тем, что тропические циклоны на средних широтах распространяются в северо-восточном направлении и практически все выходят из области А1 приблизительно до 40° с.ш.

Для области А3 характерно следующее:

- повышенная интенсивность отмечается в зоне внутритропической конвергенции;
- резкий спад интенсивности на широтах с 10 по 20° с.ш. связан с влиянием Азорского антициклона, который блокирует доступ тропических циклонов из приэкваториальной области в средние широты;
- постоянная интенсивность на средних и высоких широтах объясняется тем, что тропические циклоны, пришедшие с юго-запада, проходят через данную область в средних и средневысоких широтах.

Южная часть Атлантического океана. На рис. 2.6.4 для южной части Атлантического океана представлены карта треков тропических циклонов и глобальное радиотепловое поле на частоте 19,35 ГГц с выделенной областью А2 (от 25 до 35° з.д.).

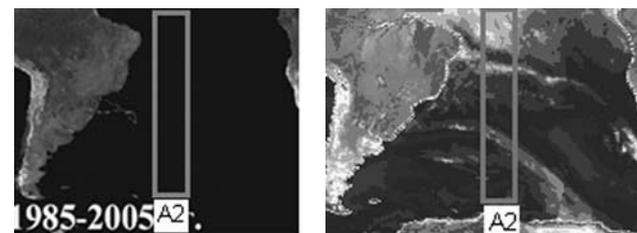


Рис. 2.6.4. Карта треков тропических циклонов (вверху) и глобальное радиотепловое поле (внизу)

Известно, что в приэкваториальной зоне в Южном полушарии над Атлантическим океаном тропические циклоны не формируются. Об этом свидетельствует и карта треков тропических циклонов за 20 лет. Однако широтно-временная диаграмма, построенная для области А2 и представленная на рис. 2.6.5, свидетельствует о том, что в этой области перенос влаго- и водозапаса по широте все-таки происходит. Возникает вопрос: если там не формируются тропические циклоны, то какие движения могут осуществлять зарегистрированный перенос?



Рис. 2.6.5. Широтно-временная диаграмма для области А2

Широтно-временная диаграмма позволяет заключить, что структуры, содержащие довольно большое количество влаги и воды, распространяются не только в приэкваториальной области, но и на средних широтах. Причем, виден сезон-

ный ход — заметное снижение интенсивности летом (зима Южного полушария). Диаграмма также свидетельствует о том, что атмосферные структуры, несущие влагу и воду, распространяются не с северо-запада на юго-восток, как это должно быть в Южном полушарии, а наоборот — с юго-запада на северо-восток. Об этом явно свидетельствуют наклоны их следов на диаграмме.

В используемом диапазоне частот суша имеет большую радиояркостную температуру. Поэтому на глобальных радиотепловых полях сложно проследить продвижение атмосферных структур над материком, например, Южной Америкой. Тем не менее, на сериях радиотепловых полей из коллекции GLOBAL-Field можно увидеть, как «хвосты» тропических циклонов, пришедшие с высоких широт Тихого океана, быстро пройдя над узкой южной частью материка, продвигаются в северо-восточном направлении над акваторией Атлантического океана. На широтно-временной диаграмме (см. рис. 2.6.5) видны действительно отпечатки «хвостов» Тихоокеанских тропических циклонов. Тропические циклоны, формирующиеся в восточном зональном потоке в Южном полушарии над акваторией Тихого океана, продвигаются на север и попадают в западный зональный поток средних широт. Наиболее интенсивные из них достигают 50–55° ю.ш., огибают Южную Америку и узкими фронтами пересекают Южное полушарие над Атлантикой в направлении на северо-восток. При этом они несут с собой воду и влагу, что и демонстрирует широтно-временная диаграмма на рис. 2.6.5.

Кроме того, следует отметить присутствие воздушных масс, которые продвигаются в приэкваториальной области в западном направлении над Южной Америкой, а затем разворачиваются и проходят над акваторией южной части Атлантического океана. Слежение за этими атмосферными движениями осложнено тем, что суша имеет большую радиояркостную температуру. Однако можно выявить следующую траекторию их движения: они входят на территорию Бразилии почти на экваторе (в устье Амазонки) и перемещаются над Бразилией на юго-запад; приближаясь к Перу и Боливии, они разворачиваются на юго-восток и выходят в акваторию Атлантического океана вблизи 25–30° ю.ш. Эти массы воздуха несут с собой влагу и что и позволяет проследить за их продвижением по сериям радиотепловых полей.

Анализ результатов, представленных на рис. 2.6.5 и 2.2.7, позволяет сделать заключение, что полярный перенос в южной части Атлантического океана также связан с горизонтальными движениями и, в частности, с тропическими циклонами. Для области А2 можно выделить следующие характерные особенности переноса:

- максимум вблизи экватора связан с внутритропической зоной конвергенции;
- спад интенсивности от экватора до 15° ю.ш. объясняется тем, что Южно-Атлантический антициклон блокирует доступ потоков воздуха, сформировавшихся в приэкваториальной области над горячим океаном, в прохладные южные широты;
- площадка и небольшое повышение интенсивности с максимумом приблизительно на 28° ю.ш. связаны с тем, что «хвосты» тропических циклонов, пришедшие с высоких широт Тихого океана, распространяются на средних широтах в северо-восточном направлении и в области А2 достигают приблизительно 25° ю.ш.;

- низкая интенсивность на высоких широтах объясняется отсутствием тропических циклонов.

Северная часть Тихого океана. На рис. 2.6.6 представлены карта треков тропических циклонов и фрагмент радиотеплового поля с выделенными областями Т1 и Т3.

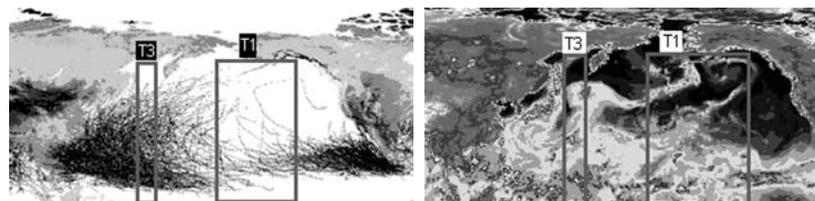


Рис. 2.6.6. Карта треков тропических циклонов (слева) и фрагмент радиотеплового поля (справа) с выделенными областями Т3 и Т1 в северной части Тихого океана

Ниже представлены широтно-временные диаграммы для областей Т1 и Т3.

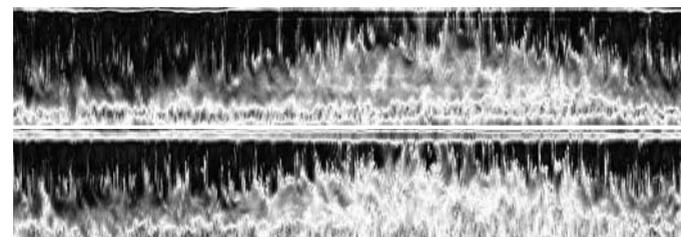


Рис. 2.6.7. Широтно-временные диаграммы для областей Т1 (вверху) и Т3 (внизу)

Сравнение деталей широтно-временных диаграмм (рис. 2.6.7) и кривых «переноса» (рис. 2.3.5) с треками тропических циклонов для областей Т1 и Т3 позволило выделить и объяснить следующие характерные особенности переноса:

- Повышенная интенсивность полярного переноса отмечается в зоне внутритропической конвергенции.
- Понижение интенсивности и наличие площадки на средних широтах связано с тем, что тропические циклоны, двигаясь в сторону умеренных широт, постепенно теряют энергию и несут в себе меньшее количество влаги. В области Т3 тропические циклоны, оставаясь над океаном, распространяются из зоны внутритропической конвергенции в сторону средних широт, отклоняясь при этом на восток под действием силы Кориолиса. В области Т1 тропические циклоны, пришедшие с запада, оставаясь над океаном, огибают с западной стороны Гавайский антициклон. При этом спад интенсивности сильнее выражен в области Т1, чем в области Т3, так как область Т1 проходит через центр антициклона, а область Т3 — восточнее центра действия через область активного формирования тропических циклонов (I регион тропического циклогенеза).

- Небольшой излом на средневисоких широтах и дальнейшее понижение интенсивности переноса связано с тем, что тропические циклоны на средних широтах распространяются в северо-восточном направлении и практически все выходят из областей T1 и T3 приблизительно до 35–40° с.ш. Интенсивность переноса практически одинакова для двух областей в высоких широтах.

Южная часть Тихого океана. На рис. 2.6.8 представлены карта треков тропических циклонов и фрагмент глобального радиотеплового поля на частоте 19,35 ГГц с выделенными областями T4 и T5.

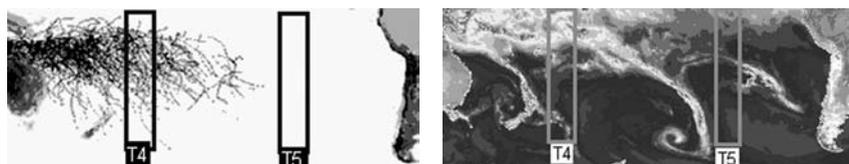


Рис. 2.6.8. Карта треков тропических циклонов (слева) и глобальное радиотепловое поле (справа) с выделенными областями T4 и T5

Ниже приведены широтно-временные диаграммы для областей T4 и T5.

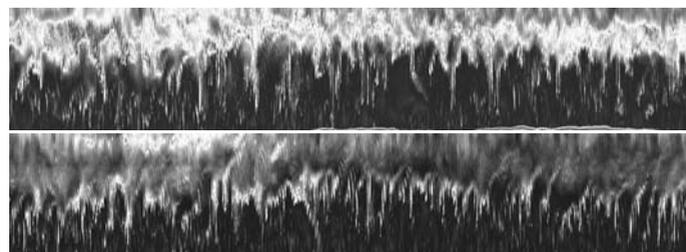


Рис. 2.6.9. Широтно-временные диаграммы для областей T4 (вверху) и T5 (внизу)

Сравнивая широтно-временную диаграмму, представленную в верхней части рис. 2.6.9, и кривую «переноса», представленную на рис. 2.3.8, можно выделить следующие особенности переноса, характерные для области T4:

- повышенная интенсивность наблюдается в зоне внутритропической конвергенции (VI регион активного тропического циклогенеза);
- спад интенсивности от 15° ю.ш. до высоких широт связан с тем, что тропические циклоны, двигаясь в юго-восточном направлении над океаном, постепенно теряют энергию и несут в себе меньшее количество влаги;

В юго-восточной части Тихого океана (в частности, в области T5) тропические циклоны не образуются, см. карту треков на рис. 2.6.8. Анализ серий радиотепловых полей показал, что в этой зоне наблюдаются «хвосты» тропических циклонов, пришедшие из западной части Тихого океана (из VI региона активного тропического циклогенеза). Широтно-временная диаграмма (см. нижнюю часть рис. 2.6.9) и кривая

«переноса» (см. рис. 2.3.8) демонстрируют следующие характерные особенности полярного переноса в области T5:

- повышенная интенсивность отмечается в зоне внутритропической конвергенции;
- спад интенсивности от экватора до 15° ю.ш. связан с влиянием Южно-Тихоокеанского антициклона, который блокирует доступ в южные широты потоков воздуха, сформировавшихся в приэкваториальной области над океаном с высокой температурой поверхности;
- небольшое повышение интенсивности с максимумом приблизительно на 30° ю.ш. объясняется тем, что «хвосты» тропических циклонов, пришедшие с северо-запада Тихого океана, распространяются на средних широтах в юго-восточном направлении;
- спад интенсивности от 30° ю.ш. до высоких широт связан с тем, что, продвигаясь в высокие широты, тропические циклоны постепенно ослабевают, теряют энергию и влагу.

Особенности полярного переноса влаго- и водозапаса над акваториями Атлантического и Тихого океанов. Анализ и сравнение интенсивности полярного переноса над акваториями двух океанов позволил выявить существенную аналогию (см. рис. 2.4.2). Характерные особенности переноса схожи для тех областей, которые находятся вблизи квазистационарных центров действия атмосферы. Крупномасштабная атмосферная ситуация в областях расположения квазистационарных центров действия влияет на треки тропических циклонов, а следовательно, и на полярный перенос влаги (и тепла), который осуществляется тропическими циклонами.

На рис. 2.6.10 на одном графике представлены кривые «переноса» для двух океанов на трех частотах 19,35; 22,24 и 37,00 ГГц (по отдельности кривые «переноса» были представлены в п. 2.4): сплошные кривые построены для Атлантического океана, пунктирные — для Тихого, точечные — для зоны активного тропического циклогенеза в западной части Тихого океана.

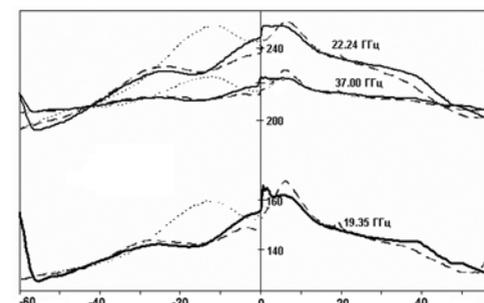


Рис. 2.6.10. Кривые «переноса» на трех частотах 19,35; 22,24 и 37,00 ГГц для выбранных областей над акваториями Тихого и Атлантического океанов

Представленные результаты позволяют заключить, что широтное распределение интенсивности полярного переноса (широтное распределение радиояркостной

температуры) на трех частотах — 19,35; 22,24 и 37,00 ГГц — схоже. Следовательно, качественно согласуются особенности распределения и перенос тех составляющих влаго- и водозапаса тропосферы, с которыми ассоциируется радиояркая температура на выбранных частотах. Это обусловлено тем, что вода и влага — капли воды и водяной пар — заморожены в движение воздушных структур.

Как было показано выше, характерные особенности кривых «переноса» связаны с горизонтальными вихревыми структурами — тропическими циклонами. Эти интенсивные атмосферные вихри переносят замороженную в потоки воздуха влагу и воду. Следовательно, распределение радиояркой температуры на частотах 19,35; 22,24 и 37,00 ГГц определяют интенсивные горизонтальные движения в атмосфере, вызванные тропическими циклонами.

В п. 2.2–2.4 широтное распределение влагозапаса тропосферы изучалось на основе прямого использования полей радиояркой температуры. В п. 2.5 для вычисления интегрального содержания пара воды в тропосфере использовалась формула с полуэмпирическими коэффициентами из [19]. Сравнение полученных кривых с кривыми «переноса» показало, что широтное распределение влагозапаса с учетом этой формулы согласуется с распределением радиояркой температуры на соответствующих широтах. Таким образом, полученные результаты продемонстрировали, что радиояркая температура, которую определяют интенсивные горизонтальные движения в атмосфере, вызванные тропическими циклонами, адекватно отражает основные особенности широтного распределения влагозапаса тропосферы. Это подтверждает тот факт, что радиометрические спутниковые данные могут быть с успехом использованы не только опосредованно (для восстановления значений метеорологических параметров), но и непосредственно — в качестве прямых характеристик теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы.

Выводы и заключение

Широтно-временные диаграммы, построенные по серии глобальных радиотепловых полей за 2005 г. [1] позволили изучить внутригодовые (сезонные, в частности) и некоторые региональные особенности распределения влагозапаса тропосферы. Кроме того, было показано, что распределение яркой температуры во многом определяют горизонтальные атмосферные движения — вихри и фронты. Тропические циклоны играют важную роль в формировании переноса влаги (и, следовательно, тепла) из экваториальных областей в средние и средневысокие широты.

В настоящей работе в основном исследовались **региональные** особенности **долговременных** изменений переноса влаги (и тепла) из приэкваториальных областей в средние и средневысокие широты. Для этого были построены серии широтно-временных диаграмм (с использованием радиотепловых полей из электронной коллекции GLOBAL-Field). На основе широтно-временных диаграмм с целью изучения **долговременных** изменений распределения влагозапаса (путем усреднения диаграмм по большим отрезкам времени) были построены кривые «полярного переноса». Кривые содержат информацию о широтном распределении радиояркой температуры (усредненной по времени и по долготе) и, соответственно, о широтном распределении влаго- и водозапаса.

Проведен анализ широтно-временных диаграмм и кривых «переноса», построенных по радиотепловым полям на трех частотах — 19,35; 22,24 и 37,00 ГГц, — содержащих информацию о распределении влаго- и водозапаса тропосферы за 7 лет — за период с 1999 по 2005 г. Изучено широтное распределение усредненной по времени (за 7 лет) и долготе радиояркой температуры над акваториями двух океанов — Атлантического и Тихого. Выявлены региональные особенности распределения. На основе полученных результатов можно сделать следующие выводы:

1. Изучение серии кривых «переноса» показало, что широтное распределение радиояркой температуры над акваториями Мирового океана существенно зависит от расположения крупномасштабных квазистационарных атмосферных структур — центров действия атмосферы (антициклонов и депрессий).
2. Совместный анализ карт треков тропических циклонов, глобальных радиотепловых полей, широтно-временных диаграмм и кривых «переноса» позволил заключить, что широтное распределение яркой температуры на частотах 19,35; 22,24 и 37,00 ГГц определяют интенсивные горизонтальные движения в атмосфере, вызванные тропическими циклонами. Движения тропических циклонов, в частности, зависят от расположения центров действия атмосферы.
3. Анализ широтного распределения влагозапаса атмосферы по полуэмпирической формуле позволил изучить особенности распределения количества влаги над разными акваториями Мирового океана и сделать заключение о том, что радиотепловые поля на частотах 19,35; 22,24 и 37,00 ГГц адекватно отражают распределение влагозапаса тропосферы. Они могут быть использованы как характеристики интегрального распределения пара воды и, соответственно, скрытого тепла в тропосфере.

Таким образом, полярный перенос влаги (и скрытого тепла) осуществляется, в основном, не меридиональной циркуляцией, а крупномасштабными горизонтальными вихревыми движениями в атмосфере. Движениями, вызванными тропическими циклонами, формирующимися в приэкваториальной зоне, продвигающимися в более высокие широты и осуществляющими горизонтальный перенос энергии (влаги и тепла, в первую очередь). Результаты работы свидетельствуют о важной роли тропических вихрей в переносе влаги (и тепла) из экваториальных областей в высокие широты, вплоть до 70–75° широты. Следует отметить, что большое влияние на продвижение вихрей в атмосфере и, следовательно, на распределение влагозапаса по широте оказывает глобальная атмосферная ситуация — расположение и интенсивность квазистационарных центров действия атмосферы, в частности.

Литература

1. Астафьева Н.М., Раев М.Д., Шарков Е.А. Изучение полярного переноса в атмосфере Земли методами дистанционного зондирования // Современ. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса: Физич. основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов: Сб. ст. Вып. 4. М.: ООО «Азбука-2000», 2007. Т. 2. С. 27–32.

2. Хайруллина Г.Р., Астафьева Н.М. Широтное распределение влагозапаса в атмосфере Земли // 5-я Конф. молодых ученых «Фундаментальные и прикладные космич. исслед.» Москва, 9 апреля 2008: Тез. докл. М.: ИКИ РАН, 2008. С. 46–47.
3. Астафьева Н.М., Раев М.Д., Шарков Е.А. Глобальное радиотепловое поле системы океан – атмосфера // Современ. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса: Физич. основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов: Сб. ст. Вып. 4. М.: ООО «Азбука-2000», 2005. С. 8–16.
4. Астафьева Н.М., Раев М.Д., Шарков Е.А. Глобальное радиотепловое поле системы океан – атмосфера по данным микроволновых космических комплексов // Исслед. Земли из космоса. 2006. № 3. С. 64–69.
5. Астафьева Н.М., Раев М.Д., Шарков Е.А. Портрет Земли из космоса. Глобальное радиотепловое поле // Природа. 2006. № 9. С. 17–27.
6. Хромов С.П., Петросянец М.А. «Метеорология и климатология». М.: Изд-во МГУ, 2004. 582 с. (http://kafmeteosgu.narod.ru/oglavlenie_hromov.htm).
7. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 260 с.
8. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 393 с.
9. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 616 с.
10. Дашко Н.А. Курс лекций по синоптической метеорологии. Владивосток: Дальневосточ. гос. ун-т, 2005. Гл. 12. С. 1–92. (www.dvgu.ru/meteo/book/Synoptic/Glava_12.pdf).
11. Чемберлен Дж. Теория планетных атмосфер. М.: Мир, 1981. 352 с.
12. Риль Г. Климат и погода в тропиках. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 605 с.
13. Хромов С.П. Основы синоптической метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1948. 696 с.
14. Педлаборд П. Муссоны. М.: Мир. 1963. 335 с.
15. Хромов С.П. Муссон как географическая реальность // Изв. Всесоюз. географич. об-ва. 1950. Т. 82. Вып. 3.
16. Хромов С.П. Муссоны в общей циркуляции атмосферы // А.И. Воейков и современные проблемы климатологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1956. С. 84–108.
17. Кондратьев К.Я. Глобальные изменения климата: данные наблюдений и результаты численного моделирования // Исслед. Земли из космоса. 2004. № 2. С. 61–96.
18. Гранков А.Г., Мильшин А.А. Взаимосвязь радиоизлучения системы океан – атмосфера с тепловыми и динамическими процессами на границе раздела. М.: Физматлит, 2004. 168 с.
19. Ruprecht E. // Adv. Space Research. 1996. V. 18. N. 7. P. 5–16.

Приложение

Формирование глобального радиотеплового поля по данным микроволнового спутникового мониторинга Земли в рамках программы DMSP

С развитием науки и техники появляются новые технические возможности для получения данных наблюдений. Они имеют разную пространственную и временную дискретизацию и могут быть использованы для решения разных научных проблем.

Существуют следующие приборы, производящие измерения: развитая сеть метеостанций и метеозонды, корабли погоды и буйковые средства, самолеты, искусственные спутники Земли и другие. Данные наземных наблюдений чаще (обычно) усваиваются в виде локальных (точечных) измерений и гораздо реже в форме полей пространственных и временных измерений, поскольку это сопряжено с большими технологическими трудностями. В настоящее время обеспечить глобальные наблюдения в виде полей с необходимыми для дальнейшего анализа пространственной частотой и временной регулярностью могут лишь приборы, установленные на искусственных спутниках Земли.

В настоящей работе для изучения полярного переноса использовались данные спутникового мониторинга, поставляемые программой DMSP (Defense Meteorological Satellite Program). Космические аппараты серии DMSP с радиометрическими приборами SSM/I на борту были запущены в рамках спутниковой метеорологической программы министерства обороны США. Долговременный мониторинг Земли предназначался для обеспечения вооруженных сил США глобальной метеорологической, океанографической и солнечно-геофизической оперативной информацией. Аппараты серии постоянно восполняются; сейчас принимается информация со спутников F10–F15. В 1992 г. радиометрические данные программы DMSP были рассекречены и стали общедоступными. В постоянно пополняемой электронной базе данных Института космических исследований РАН [3, 4] содержатся данные за 1995–2005 гг.

Спутники серии DMSP (рис. П.1) имеют солнечно-синхронную, близкую к полярной низкую круговую орбиту. Параметры орбиты таковы [5]: наклонение $98,8^\circ$, высота около 830 км и период обращения 102 мин. Каждый спутник серии совершает 14,2 витка в сутки. Глобальное покрытие Земли осуществляется примерно за трое суток, неполное — за сутки. Подспутниковые дорожки повторяются приблизительно 2 раза в месяц — каждые 16 сут. Ширина полосы обзора приборов составляет 1400 км, размер элемента разрешения на поверхности Земли зависит от диапазона прибора и широты и варьируется в пределах от 12,5 до 25,0 км. Общая погрешность определения координат элемента разрешения достигает 20–30 км и снижается до 5 км при использовании специальной коррекции.

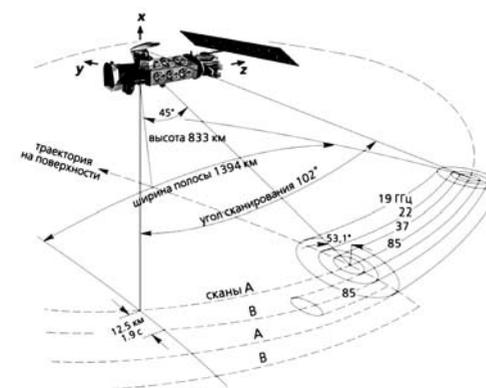


Рис. П.1. Подробная схема полосы сканирования многоканального радиометра SSM/I, установленного на спутниках серии DMSP [5]

Специфика траекторий аппаратов этой серии и полей зрения установленных на них приборов такова, что подспутниковые дорожки (области, с которых приборы принимают информацию) неполностью покрывают поверхность планеты за сутки. В результате покрытие оказывается чрезмерно густым на высоких широтах, но оставляет довольно большие пробелы (лакуны) на средних широтах и, особенно, в приэкваториальной области. Кроме того, возможна потеря информации из-за сбоев в работе передающей или приемной аппаратуры.

Радиотепловые поля, построенные по данным одного из аппаратов примерно за сутки при прямом и обратном проходах спутника, представлены на рис. П2 (здесь и на следующих рисунках использована меркаторская проекция). Изображение, представлено в цветовой гамме, наиболее удобной для восприятия человеческим глазом. Цветовая радиояркостьная шкала представлена в градусах Кельвина. Зачерненные области на полях соответствуют лакунам.

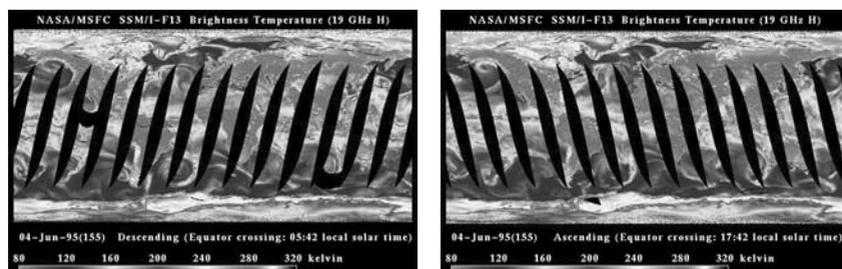


Рис. П.2. Поля радиояркости температуры, построенные по данным одного из спутников серии DMSF, полученным на частоте 19,35 ГГц, на восходящих (слева) и нисходящих (справа) витках в течение суток

При ширине полосы обзора приборов около 1400 км и ширине лакун на экваторе 1200 км примерно 25 % поверхности Земли оказывается не покрытой данными. Это при наличии только лишь стандартных лакун. На рис. П.3 представлено радиотепловое поле, полученное в менее удачный день. Кроме стандартных лакун, обусловленных особенностями траектории спутника, потеря информации произошла вследствие сбоев в работе приемной или передающей аппаратуры. Лакуны бывают и гораздо более обширными, чем показанные на рис. П.3.

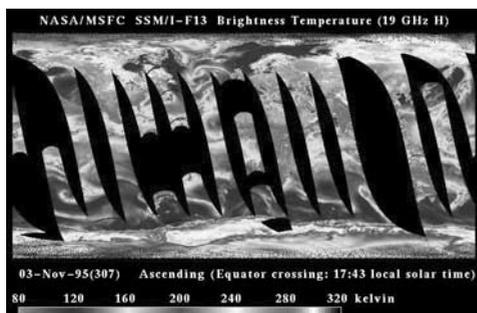


Рис. П.3. Поле радиояркости температуры, построенное по данным одного из спутников серии DMSF, полученным на частоте 19,35 ГГц, дополнительные лакуны обусловлены сбоями в работе приемной и передающей аппаратуры

Заполнять лакуны данными довольно сложно, так как спутники проходят над интересующими нас областями планеты в разное время и «смотрят» на них под разными углами, а процессы в атмосфере достаточно динамичны. Разработанные сотрудниками ИКИ РАН методики [3, 4], основанные на межвитковом и кроссапаратном выравнивании и дополнении, позволили восполнить недостающую информацию (заполнить лакуны) и построить глобальные радиотепловые поля (два полных глобальных поля в сутки). Для заполнения лакун использовались данные всех космических аппаратов F10–F15 серии DMSF. Глобальные радиотепловые поля строились по значениям измеренной радиояркости температуры, пересчитанной на земную поверхность с шагом $0,5 \times 0,5^\circ$.

Радиометрические приборы SSM/I регистрируют излучение на четырех частотах, которое несет информацию о характеристиках разнообразных объектов:

- на частоте 19,35 ГГц (длина волны 1,58 см) — о видимой поверхности: континентах, Мировом океане, наиболее плотных облачных структурах (с жидкими осадками);
- на частоте 22,24 ГГц (длина волны 1,35 см) — об интегральном влагозапасе (водяной пар) тропосферы;
- на частоте 37,00 ГГц (длина волны 0,81 см) — о влагозапасе тропосферы и видимой поверхности;
- на частоте 85,50 ГГц (длина волны 0,35 см) — об интегральном влагозапасе облачных структур, включая жидкие и кристаллические осадки.

На рис. П.4 показаны глобальные радиотепловые поля планеты из электронной коллекции GLOBAL-Field на четырех частотах — 19,35 ГГц, 22,24 ГГц, 37,00 ГГц и 85,50 ГГц с цветовой радиояркостиной шкалой в градусах Кельвина.

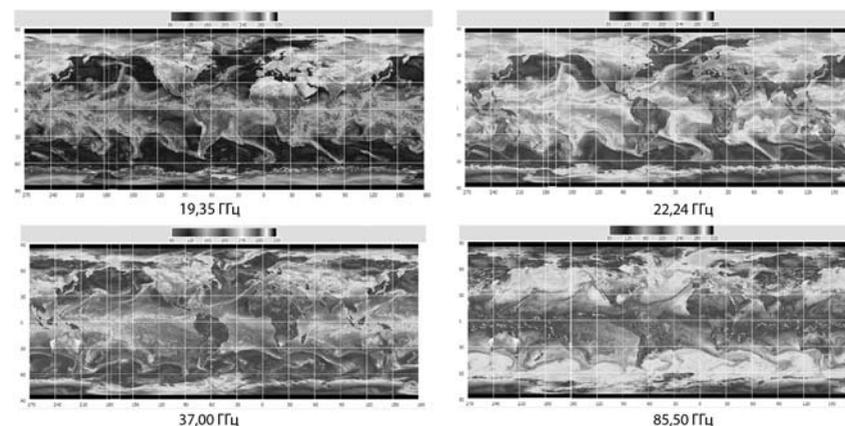


Рис. П.4 Глобальные радиотепловые поля системы океан – атмосфера на частотах 19,35; 22,24; 37,00 и 85,50 ГГц

Глобальные радиотепловые поля имеют достаточно хорошую временную регулярность и плотность покрытия. Они пригодны для изучения термодинамических

процессов в системе океан – атмосфера с масштабами от сотен километров до планетарных, изменяющихся на короткопериодных (синоптических мезометеорологических), внутrigодовых (среднемесячных, сезонных) и межгодовых временных масштабах. Электронная коллекция GLOBAL-Field содержит глобальные радиотепловые поля за 10 лет, с 1998 по 2007 г., по два поля в сутки на четырех частотах. Анализ этих данных позволит продвинуться в понимании природы процессов энерго- и массообмена, приводящих к региональным и глобальным изменениям, а также к изменчивости климатической системы в целом.

Содержание

| | |
|--|----|
| Введение | 1 |
| Глава 1. Элементы общей циркуляции атмосферы Земли | 2 |
| 1.1. Основные особенности атмосферы Земли | 3 |
| 1.2. Зональность атмосферы и меридиональная циркуляция | 5 |
| 1.2.1. Зональный характер циркуляции атмосферы | 5 |
| 1.2.2. Меридиональная циркуляция | 6 |
| 1.2.3. Зональное распределение давления и ветра в верхней тропосфере и в стратосфере | 7 |
| 1.2.4. Зональное распределение давления и ветра у земной поверхности и в нижней тропосфере | 9 |
| 1.3. Крупномасштабные квазистационарные барические структуры — центры действия атмосферы | 9 |
| 1.3.1. Экваториальная депрессия и субтропические антициклоны | 10 |
| 1.3.2. Центры действия средних и высоких широт | 14 |
| 1.3.3. Сезонные континентальные центры действия атмосферы | 15 |
| 1.4. Пассаты и муссоны | 15 |
| 1.5. Циклоническая деятельность атмосферы | 19 |
| 1.5.1. Циклоны и антициклоны умеренных широт | 21 |
| 1.5.2. Тропические циклоны | 27 |
| Глава 2. Полярный перенос в атмосфере Земли по данным микроволнового спутникового мониторинга | 32 |
| 2.1. Методика изучения некоторых особенностей полярного переноса на основе широтно-временной диаграммы | 33 |
| 2.2. Кривые «переноса» в атмосфере над акваторией Атлантического океана | 36 |
| 2.3. Кривые «переноса» в атмосфере над акваторией Тихого океана | 40 |
| 2.4. Кривые «переноса» над акваториями Тихого и Атлантического океанов (по радиотепловым полям на разных частотах) | 45 |
| 2.5. Широтное распределение влагозапаса атмосферы (с использованием полуэмпирической формулы) | 48 |
| 2.6. Особенности полярного переноса в атмосфере Земли | 51 |
| Выводы и заключение | 58 |
| Литература | 59 |
| Приложение | 60 |

055(02)2

Ротапринт ИКИ РАН
Москва, 117997, Профсоюзная ул., 84/32

Подписано к печати . . .2008 г.

Заказ

Формат 70×108/32

Тираж

2,7 уч.-изд. л.

