

5515  
К30

А. Л. КАЦ

**ЦИРКУЛЯЦИЯ  
В СТРАТОСФЕРЕ  
И МЕЗОСФЕРЕ**

219614



**БИБЛИОТЕКА**  
Ленинского  
Гидрометеорологического  
Института

**ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ  
ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЛЕНИНГРАД  
1968**

В монографии на основании опубликованных в мировой литературе радиозондовых и ракетных наблюдений исследуются периодические и непериодические изменения циркуляции в стратосфере и мезосфере различных широтных зон и особенности их взаимосвязи. Особое внимание уделяется тропической и экваториальной циркуляции, многослойности противоположных (в том числе и струйных) течений в атмосфере низких широт, сезонной эволюции квазидвухлетнего цикла в нижней экваториальной стратосфере, связи его с 6-месячным циклом в верхней экваториальной стратосфере и их влиянию на периодические и непериодические (внезапные зимние потепления) процессы во внетропической стратосфере. Анализируются также особенности взаимосвязи планетарной циркуляции в стратосфере и мезосфере в периоды весеннего и осеннего обращения зонального ветра и модели зональных составляющих глобальной циркуляции до высоты 80 км, построенные для зимы, лета, весны и осени с учетом фазы квазидвухлетнего цикла в экваториальной стратосфере.

Монография рассчитана на метеорологов, геофизиков и синоптиков.

Periodic and non-periodic features of the stratospheric and mesospheric wind cycles and their correlation are discussed on the basis of radiosonde and rocket measurements. Much regard is paid to the tropical and equatorial winds, seasonal variations of the quasi-biennial wind cycles in the lower equatorial stratosphere and their correlation with the six-month wind cycle in the upper equatorial stratosphere. Connection of the equatorial stratospheric winds with the periodic and non-periodic occurrences (e. g.: sudden winter warming) in the extratropical stratosphere is described. Correlation of the planetary circulation in the stratosphere with that in the mesosphere in spring and in autumn is analysed. Models of zonal components of the global circulation up to 80 km altitude for winter, summer and autumn are analysed.

The monograph is intended for meteorological, geophysical and synoptic specialists.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Первые исследования вертикальной структуры воздушной оболочки Земли были начаты в XIX столетии, когда стало возможным поднимать приборы на аэростатах или воздушных змеях. Эти исследования были эпизодическими и проводились на сравнительно небольших высотах. Однако они позволили уже на рубеже XIX и XX столетий сделать заключение о том, что атмосфера неоднородна не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении. Тогда впервые появилось представление о наличии верхнего слоя атмосферы, который имеет иные характеристики, чем слой атмосферы у поверхности Земли.

Для изучения верхних слоев атмосферы длительное время применялись различные косвенные методы, к которым относятся прежде всего наблюдения за распространением звуковых волн, сумеречным небом, метеорными следами, перемещением перламутровых и серебристых облаков и др. обстоятельный обзор этих методов и полученных с их помощью результатов приведен в монографии И. А. Хвостикова [95].

В 40—50-х годах текущего столетия благодаря техническому прогрессу и оснащению метеорологии радиотехническими средствами стало возможным непосредственное измерение многих параметров атмосферы на высотах вначале до 20—30 км, а затем и до 60—100 км. Запуски метеорологических ракет и искусственных спутников Земли, впервые в мире осуществленные в СССР, расширили эти возможности. Обзор и описание этих методов наблюдений даны в работах К. Я. Кондратьева [45] и Е. Г. Швидковского [107].

Новая информация показала, что в атмосфере существует несколько слоев, отличающихся друг от друга прежде всего и наиболее отчетливо характером вертикального распределения температуры. В связи с непрерывным накоплением данных об этих слоях и углублением представлений о протекающих в них процессах менялись и их названия.

В настоящее время по рекомендации Всемирной метеорологической организации принято делить атмосферу на тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу и экзосферу. Обзор современных представлений о физических свойствах атмосферы, о ее радиационном и тепловом режимах дан Н. З. Пинусом и С. М. Шметером [65].

Наиболее широко изучены характеристики тропосферы и нижней стратосферы, где наблюдения проводились с помощью радиозондов на обширной сети станций уже с 40-х годов текущего столетия. Усовершенствование аппаратуры, увеличение сети метеорологических станций и проведение наблюдений по расширенной программе в период Международного геофизического года позволили детально изучить строение атмосферы и особенности циркуляции до высоты 20—30 км, не только в северном полушарии, но в известной мере и в южном.

Обширные обобщения результатов исследований многолетних характеристик структуры барического и термического полей, а также ветрового режима в тропосфере и нижней стратосфере приведены в работах Х. П. Погосяна [66, 67, 69], И. Г. Гутермана [22], И. В. Ханевской [92, 93], В. И. Воробьева [12]. Обобщению результатов исследования этих же характеристик в Арктике и Антарктике посвящены монографии С. С. Гайгерова [13, 14], работы П. Д. Астапенко [2], В. А. Бугаева [5] и др.

Высокие радиозондовые подъемы позволили сделать важное открытие в стратосфере. Были обнаружены значительные сезонные (муссонные) изменения градиента температуры экватор—полюс и связанные с ними изменения режима давления и ветра. Однако только ракетные наблюдения позволили приступить к детальному изучению вертикальной структуры и некоторых географических особенностей муссонного режима в стратосфере. Обзору и обобщению этих данных посвящена монография В. Р. Дубенцова [31] и работы Е. Г. Швидковского [105—107].

Другое важное открытие связано с обнаруженным в стратосфере по высоким радиозондовым и особенно ракетным наблюдениям, прежде всего в зимней стратосфере, значительных внутрисезонных изменений температуры, ветра и содержания озона, что существенно изменило прежние представления об относительной стабильности стратосферной циркуляции.

Особенно ярко эти внутрисезонные изменения проявляются в так называемых взрывных потеплениях в стратосфере высоких широт. Их анализ, природа и пространственные особенности продолжают привлекать внимание многих исследователей.

Наконец, третье по счету открытие, но далеко не последнее по значимости, заключается в обнаружении так называемой квазидвухлетней цикличности западных и восточных ветров в нижней экваториальной стратосфере. Обзоры исследований в этой области приведены в работах Рида [210] и Кристера [166].

Новейшие радиозондовые и ракетные наблюдения в верхней экваториальной стратосфере показывают, что здесь отмечается многоцикличность воздушных течений — квазидвухлетняя в нижней стратосфере и шестимесячная в верхней, причем оба цикла находятся в определенной взаимосвязи [44].

Вполне естественно, что на первых стадиях исследований, прежде всего в силу ограниченности материалов наблюдений, много внимания уделялось описанию и изучению природы каждого явления в отдельности. Постепенное накопление наблюдений позволит рассмотреть многие явления в стратосфере в их взаимосвязи. Особенно ценными в этом отношении оказались высокие радиозондовые и ракетные наблюдения в экваториальной стратосфере и мезосфере.

В период МГГ и после него были осуществлены регулярные наблюдения на советских экспедиционных кораблях «А. И. Воейков», «Ю. М. Шокальский», «Обь» и «Михаил Ломоносов» по изучению циркуляции в стратосфере экваториальной зоны. В итоге появилась серия работ ([32, 42, 109, 135—138, 207, 212] и др.), осветивших различные стороны до этого неизвестного явления квазидвухлетней цикличности смены восточных и западных ветров в нижней экваториальной стратосфере. О происхождении этой цикличности имеются разные точки зрения.

Экспедиционные материалы и ракетные данные для верхней стратосферы и мезосферы экваториальной зоны, полученные за последние 2—3 года [42, 44, 210], позволяют расширить и углубить представления об этом интересном явлении. Совместный анализ ракетных наблюдений в низких широтах и таких же наблюдений во внетропических широтах позволяет наметить некоторые взаимосвязи, которые могут оказаться полезными не только для понимания ряда особенностей общей циркуляции атмосферы до больших высот, но и для разработки методов долгосрочных прогнозов погоды.

В настоящей монографии и предпринята попытка некоторого обобщения как накопившегося материала наблюдений в стратосфере и мезосфере различных широтных зон, так и выполненных уже исследований по отдельным вопросам из этой области. При этом прежде всего обращается внимание на анализ процессов в экваториальной стратосфере и мезосфере. Процессы в стратосфере и мезосфере экваториальной зоны, являющейся соединяющим (а не разделяющим) звеном между различными циркуляциями северного и южного полушарий, могут играть определяющую роль в возникновении и развитии ряда важных явлений в стратосфере умеренных и даже высоких широт.

Поэтому первая глава этой книги посвящена анализу вертикальной структуры зональных и меридиональных составляющих циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере тропической зоны.

Во второй главе рассматриваются циклические колебания зональных ветров в нижней экваториальной стратосфере и гипотезы об их природе, а в третьей — сезонные особенности этих колебаний и связь их с общей циркуляцией в нижней стратосфере.

Четвертая глава посвящена анализу циркуляции в верхней экваториальной и тропической стратосфере и мезосфере и взаимосвязи циклических колебаний в нижней и верхней экваториальной стратосфере.

В пятой главе анализируются некоторые особенности циркуляции в стратосфере и мезосфере внетропических широт и взаимосвязь их со стратосферными процессами тропических и экваториальных широт.

В заключении приведены основные выводы работы, а также рассмотрены некоторые аспекты использования особенностей циркуляции стратосферы при разработке методов долгосрочных прогнозов погоды.

Автор считает приятным долгом выразить свою глубокую благодарность Н. З. Пинусу, И. Г. Пчелко, С. И. Титову и В. И. Воробьеву за ценные критические замечания, высказанные в процессе работы над рукописью и окончательной ее подготовки к печати, а также сотрудникам лаборатории декадных прогнозов Гидрометеорологического центра СССР С. В. Галушкиной, Л. В. Гаврюшиной и М. И. Черняевой за большую помощь при техническом оформлении рукописи.

## ГЛАВА I

### ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ВОЗДУШНЫХ ТЕЧЕНИЙ В ТРОПИЧЕСКОЙ И ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ТРОПОСФЕРЕ И НИЖНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ

Сведения о некоторых особенностях стратосферной циркуляции в тропических и экваториальных широтах появились даже раньше, чем в других районах. Тем не менее общая изученность атмосферной циркуляции в низких широтах все еще остается недостаточной. Прежде всего недостаточно изучены характеристики вертикальной структуры циркуляции, особенно в стратосфере и мезосфере, ее географические различия, причины возникновения тех или иных наблюдаемых здесь явлений, характер взаимосвязи их с соответствующими процессами внетропических широт и т. д.

Тропическая зона<sup>1</sup> занимает примерно половину площади земного шара. Как известно [3], именно здесь аккумулируется основное количество поступающего на Землю тепла, которое затем уже перераспределяется по земному шару системами океанической и атмосферной циркуляции. Как отмечено в предисловии, роль развивающихся здесь атмосферных процессов в формировании многих важнейших черт общей циркуляции очень велика.

Периодический и непериодический обмен воздухом между полушариями, возможно, играет огромную роль в формировании крупномасштабных особенностей циркуляции отдельных лет и сезонов, а также наблюдаемых из года в год в разных районах земного шара крупных аномалий погоды. В связи с этим появляется необходимость дальнейшего исследования и обобщения протекающих здесь атмосферных процессов, несмотря на весьма ограниченную освещенность этих районов метеорологическими данными, особенно высоких слоев атмосферы. Это диктуется еще

<sup>1</sup> Под тропической зоной понимается полоса земного шара примерно между 30° с. ш. и 30° ю. ш. Таким образом, экваториальная зона рассматривается как часть тропической.

и тем, что новые, хотя и ограниченные данные наблюдений в зоне низких широт, полученные за последние годы с помощью высоких радиозондовых подъемов и метеорологических ракет, содержат весьма ценную и существенно новую информацию о некоторых особенностях циркуляции в низкоширотной стратосфере и мезосфере.

### Вертикальная структура зональных потоков

В течение длительного времени, вплоть до 50-х годов текущего столетия, на схемах общей циркуляции атмосферы распределение воздушных течений по высоте в тропической зоне характеризовалось преобладанием восточных ветров во всей толще тропосферы и нижней стратосферы. Только в зимний период на уровнях верхней тропосферы и нижней стратосферы в тропической зоне отмечались западные ветры. Появление западных ветров на этих же уровнях в экваториальных широтах рассматривалось лишь как спорадическое явление. Такое представление об особенностях циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере низких широт подкреплялось некоторыми эпизодическими наблюдениями и теоретическими выводами.

Извержение Кракатао ( $6^{\circ}09'$  ю. ш.,  $105^{\circ}22'$  в. д.) 27 августа 1883 г., в результате которого в атмосферу было выброшено огромное количество вулканической пыли, позволило получить первое представление о некоторых особенностях стратосферной циркуляции низких широт.

Движение вулканического облака показало [237], что в экваториальной зоне не только на уровне моря, но и в нижней стратосфере зональная составляющая ветра направлена с востока на запад, причем скорость этих восточных потоков в нижней стратосфере достигает значительных размеров ( $130 \text{ км/час}$ ). Эти стратосферные восточные ветры получили в литературе название «ветры Кракатао».

Примерно через 25 лет (в 1909 г.) экспедицией Ван-Берсона в Центральной Африке впервые были обнаружены западные ветры в тропической стратосфере. Последующие эпизодические наблюдения ([120, 193, 231] и др.) подтвердили как наличие восточных ветров Кракатао в тропической стратосфере, так и появление под ними западных «ветров Берсона».

Пальмер [193], обобщивший имевшиеся к 1954 г. данные для экваториальных широт, отмечает, что стратосферные восточные ветры, наблюдающиеся преимущественно между  $15^{\circ}$  с. ш. и  $15^{\circ}$  ю. ш. на всех долготах, имеют в основном зональный характер, отличаются большой скоростью (в среднем более  $30 \text{ м/сек}$ ) и преобладают по крайней мере до высоты  $40 \text{ км}$ . Нижней границей этих восточных ветров, по Пальмеру [193], служит переходный слой между ними и западными ветрами Берсона; причем



было замечено, что эта граница меняется от месяца к месяцу и от года к году. Например, в течение большей части октября 1952 г. над Маршалловыми островами нижний уровень восточных ветров отмечался на высоте 27 км, в то время как с января по май 1954 г. он находился на высоте около 21 км.

Западные стратосферные ветры Берсона, обнаруженные и при серии атомных испытаний на Маршалловых островах, как и в других районах [120, 121, 156, 231], также образуют узкую полосу устойчивых ветров. По выводам Пальмера [193], ось их обычно находится около 2° с. ш., а распространяются они в широтном поясе на расстояние не более 7° по обе стороны от оси (часто зона бывает еще более узкой). Верхняя граница ветров Берсона простирается до нижнего уровня восточных ветров Кракатао и испытывает вместе с осью колебания от месяца к месяцу и от года к году. Нижняя их граница обычно лежит на высоте около 20 км.

Как отмечает Пальмер [193], обе системы экваториальных стратосферных ветров отличаются высокой устойчивостью повторяемости направления, достигающей в некоторые месяцы до 97%. Исходя из этого, он построил схематический вертикальный меридиональный разрез слоя атмосферы между высотами 10 и 60 км через центральную часть Тихого океана. На этом разрезе вся тропическая зона между 20° ю. ш. и 25° с. ш. занята восточными ветрами и лишь в узкой зоне 5—7° по обе стороны от экватора в слое от тропопаузы и до высоты 25—27 км отмечаются западные ветры. При этом в слое 12—18 км ветры весьма неустойчивы.

Новейшие фактические данные о ветрах в тропической и экваториальной стратосфере указывают на необходимость существенных уточнений описанной схемы. Начиная с 1959 г. советские исследовательские суда «А. И. Воейков» и «Ю. М. Шокальский» проводят регулярное зондирование атмосферы (в основном вдоль 180° в. д.) в Тихом океане. В Атлантическом океане аналогичные наблюдения проводятся и/с «Михаил Ломоносов». Эпизодические, но весьма ценные наблюдения, в том числе и с помощью метеорологических ракет, проведены с д/э «Обь». Собранные на этих кораблях материалы, особенно по экваториальной зоне, представляют исключительную ценность для изучения вертикальной структуры тропической циркуляции.

На рис. 1 приведен пространственно-временной меридиональный разрез атмосферы с 45° с. ш. до 40° ю. ш. вдоль меридиана 180°. Для его построения использованы данные радиозондирования в IV рейсе и/с «Ю. М. Шокальский» и VII рейсе и/с «А. И. Воейков», состоявшихся в период с ноября 1961 г. по февраль 1962 г. Этот разрез почти в точности повторяет разрез в тех же долготах Тихого океана, построенный Пальмером

в 1954 г. [193]. В тропосфере тропических и субтропических широт (в районах около  $30^\circ$  ю. ш. и  $20-40^\circ$  с. ш.) на нем отчетливо выражены струйные течения со скоростями до  $40-60$  м/сек на высотах  $11-13$  км. В отдельных случаях оси субтропического струйного течения могут опускаться и до высоты  $5-8$  км. По направлению к экватору в обоих полушариях западные ветры ослабевают.

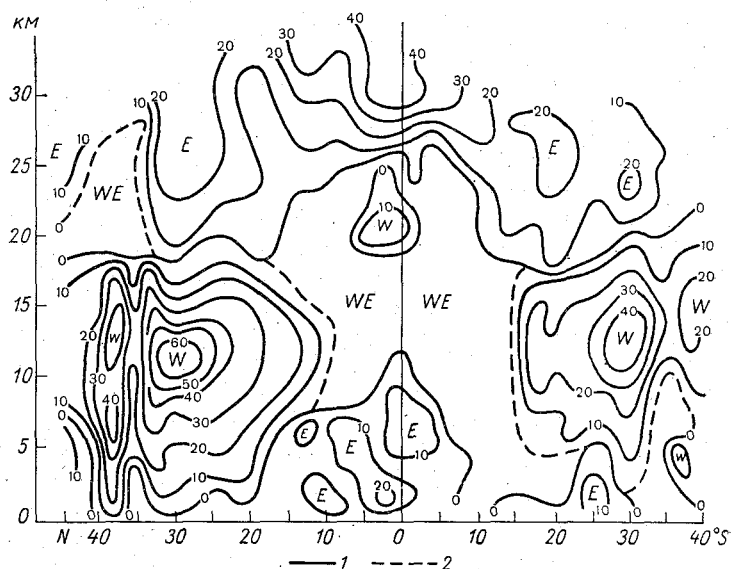


Рис. 1. Пространственно-временной меридиональный разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над Тихим океаном с ноября 1961 г. по февраль 1962 г.

1 — изогахи (м/сек), 2 — границы полей с меняющимися по направлению противоположными зональными составляющими ветра (W и E).

Как видно из рис. 1, в зоне  $10-15^\circ$  по обе стороны от экватора обнаруживается такое распределение ветров по вертикали, которое в работе Пальмера [193] считается типичным для экваториальных и тропических широт Тихого океана. Нижняя половина тропосферы до высоты  $7-10$  км занята устойчивыми слабыми восточными ветрами. В слое примерно  $18-24$  км отчетливо вырисовывается узкий слой стратосферных западных ветров Берсона с осью, проходящей около  $2-3^\circ$  с. ш., с боков и снизу которой расположена область неустойчивых слабых западных и восточных ветров. Выше слоя ветров Берсона на разрезе обнаруживаются экваториальные ветры Кракатао — восточные стратосферные ветры со скоростью, достигающей  $30-40$  м/сек.

Восточные ветры Кракатао должны наблюдаться преимущественно в полосе  $15^\circ$  по обе стороны от экватора [193]. В данном

случае (рис. 1) стратосферные восточные ветры занимают зону по 40° к северу и югу от экватора; причем в северном полушарии по мере удаления от экватора они ослабевают к широте 15—20°, а затем снова усиливаются. Если не принимать во внимание эти отличия, которые будут обсуждены далее, то можно считать, что в общем имеется хорошее совпадение разреза, приведенного на рис. 1, с подобным же разрезом из работы [193]. Несмотря на это совпадение, оба разреза нельзя считать типичными для стратосферы низких широт даже над центральной частью Тихого океана, хотя такое трехслойное по вертикали сочетание противоположных зональных составляющих ветра в слое 0—30 км и является одним из часто встречающихся [40, 41].

Таблица 1

Повторяемость различных сочетаний зональных составляющих ветра по высоте в тропической (30° с. ш., 30° ю. ш.) зоне Тихого и Индийского океанов (в числителе — сочетания, начинающиеся у поверхности моря с *E*, в знаменателе — с *W*)

Сочетания . . . . .	$\frac{E}{W}$	$\frac{E, W}{W, E}$	$\frac{E, W, E}{W, E, W}$	$\frac{E, W, E, W}{W, E, W, E}$	
Повторяемость, %	$\frac{4,2}{0}$	$\frac{12,8}{10,5}$	$\frac{35,7}{0,7}$	$\frac{19,8}{1,8}$	
Сочетания . . . . .	$\frac{E, W, E, W, E}{W, E, W, E, W}$	$\frac{E, W, E, W, E, W}{W, E, W, E, W, E}$	Другие сочетания	Всего	
Повторяемость, %	$\frac{10,7}{0,2}$	$\frac{1,4}{0,2}$	$\frac{1,8}{0,2}$	$\frac{86,4}{13,6}$	

В табл. 1 приведены результаты обработки данных 539 высоких радиозондовых подъемов, осуществленных с исследовательских судов «А. И. Воейков» и «Ю. М. Шокальский» в тропической зоне Тихого и частично Индийского океанов. Все отобранные для обработки зондирования имели минимальную высоту подъема 22 км, а 394 из них — 25 км и более. Анализ этих данных для самого нижнего приводного слоя показал, что восточная составляющая ветра в тропической зоне Тихого и Индийского океанов встречается в 86% случаев. В 14% случаев на уровне моря здесь встречаются западные составляющие ветра. Значительная часть последних относится к экваториальной зоне, особенно Индийского океана. Они представляют собой ветры на южной периферии тропических циклонов, а также описанные в работах [91, 100, 101, 143, 144] западные экваториальные течения, наиболее характерные для экваториальной зоны Индийского океана. Поэтому в табл. 1 приведены данные о вертикальной структуре зональных составляющих ветра отдельно для обоих случаев, когда в приводном слое имеет место восточный или западный перенос.

Данные табл. 1 показывают, что структура зональных составляющих воздушных потоков в тропической зоне значительно сложнее и многообразнее, чем это обычно показывается на схемах общей циркуляции атмосферы или средних меридиональных разрезах [48, 66, 181 и др.]. Она также сложнее типов вертикальной структуры течений в тропической тропосфере, предложенных Рилем [79].

Однородный восточный поток в тропосфере и нижней стратосфере, который обычно показывают на схемах общей циркуляции атмосферы как наиболее типичный для тропической зоны, фактически встречается лишь в 4% случаев. Наибольшая повторяемость приходится на пять сочетаний: трехслойное  $E, W, E$  (36%), четырехслойное  $E, W, E, W$  (20%), двухслойное  $E, W$  (13%), пятислойное  $E, W, E, W, E$  (11%) и двухслойное  $W, E$  (10%).

Аналогичная картина была получена по данным радиозондирования с и/с «Михаил Ломоносов» в тропической зоне Атлантического океана для весенне-летнего и осенне-зимнего периодов 1963 г. [104]. По данным 185 высоких радиозондирований было найдено, что повторяемость восточной составляющей ветра в приводном слое тропической зоны Атлантического океана составляла 74%, а западной — 20% (6% отнесены к штилевому состоянию). Данные о вертикальной структуре этих потоков приведены в табл. 2 [104], из которой видно, что и здесь многослой-

Таблица 2

Повторяемость различных сочетаний зональных составляющих ветра по высоте в тропической зоне Атлантического океана (в числителе — сочетания, начинающиеся у поверхности моря с $E$ , в знаменателе — с $W$ )				
Сочетания . . . . .	$\frac{E}{W}$	$\frac{E, W}{W, E}$	$\frac{E, W, E}{W, E, W}$	$\frac{E, W, E, W}{W, E, W, E}$
Повторяемость, % . . . .	$\frac{8}{0}$	$\frac{27}{8}$	$\frac{18}{4}$	$\frac{12}{6}$
Сочетания . . . . .	$\frac{E, W, E, W, E}{W, E, W, E, W}$	$\frac{E, W, E, W, E, W}{W, E, W, E, W, E}$		
Повторяемость, % . . . .	$\frac{8}{1}$	$\frac{1}{1}$		

ность зональных составляющих воздушных потоков отмечается как при восточных, так и при западных составляющих ветра в приводном слое. Наибольшая повторяемость приходится на двухслойную  $E, W$  (27%), трехслойную  $E, W, E$  (18%), четырехслойную  $E, W, E, W$  (12%) и пятислойную  $E, W, E, W, E$  (8%) системы.

Подтверждая в общем выводы, полученные из табл. 1, данные табл. 2 в то же время несколько отличаются по количественным значениям повторяемости того или иного сочетания, так как

они получены по зондированиям лишь одного 1963 г., а данные табл. 1 — за период 1959—1962 гг. Это различие обусловлено наличием в тропической зоне как периодических, так и непериодических процессов.

Из данных табл. 2 следует, что и в Атлантическом океане однородный по вертикали восточный поток в тропической зоне встречается лишь в 8% случаев, большая же часть случаев характеризуется вертикальным наложением ветров с противоположными зональными составляющими. Подобную многослойность можно наблюдать и на неосредненных зональных и меридиональных разрезах в любой части тропической зоны [9, 30, 34, 231].

В то же время изображение сплошного восточного переноса в тропосфере и нижней стратосфере низких широт на многих схемах общей циркуляции атмосферы и климатических средних меридиональных разрезах связано со сглаживанием очень важных черт циркуляции в условиях большой изменчивости осредняемых характеристик [6, 40].

В работе [157] приведены очень интересные средние за 1949—1953 гг. вертикальные разрезы зональных составляющих ветра и потенциальной температуры в слое 700—100 мб через 20° меридиана от 90° с. ш. до 90° ю. ш. для центральных месяцев четырех сезонов, а также средние за год и вдоль всего круга широты. Эти материалы показывают, что в среднем для всего круга широты на уровне 100 мб (около 16 км) в январе над экватором наблюдается слабый восточный ветер, в то время как на 75 и 130° з. д. на том же уровне — ветер западный со скоростями 10—15 м/сек, а на 40 и 140° в. д. — восточный со скоростями 10 и 25 м/сек соответственно. Совершенно аналогичная картина наблюдается при осреднении данных о ветре над одним и тем же районом, но за разные промежутки времени, характеризующиеся существенным разбросом значений осредняемого элемента.

В табл. 3—10 приведены данные о вертикальной структуре зональной составляющей ветра для наиболее часто встречающихся двухслойной, трехслойной (рис. 2) и четырехслойной (рис. 3) схем. Таблицы вместе с рис. 2 и 3 дают представление об изменчивости вертикальной структуры зональной составляющей ветра в тропической зоне даже в пределах схемы с одним и тем же сочетанием слоев. По данным табл. 3 и 4 видно, что в пределах одной двухслойной схемы, начинающейся с  $E$  в нижнем слое, встречаются четыре разновидности, существенно отличающиеся друг от друга высотой уровня обращения ветра в тропических и экваториальных широтах.

Уровень обращения ( $H_1$ ) в двухслойной схеме находится в тропиках в среднем на высоте 12,4 км, а у экватора — на 14,3 км. Однако встречаются разновидности, в которых эта высота меняется от 3,7 до 17,8 км в тропиках и от 8 до 24,5 км

у экватора. Характерно при этом, что в каждой из разновидностей этой двухслойной схемы уровень обращения ветра у экватора выше, чем в тропиках. Данные табл. 3 показывают также, что при двухслойной схеме в экваториальной зоне нижний восточный поток может распространяться на всю тропосферу и

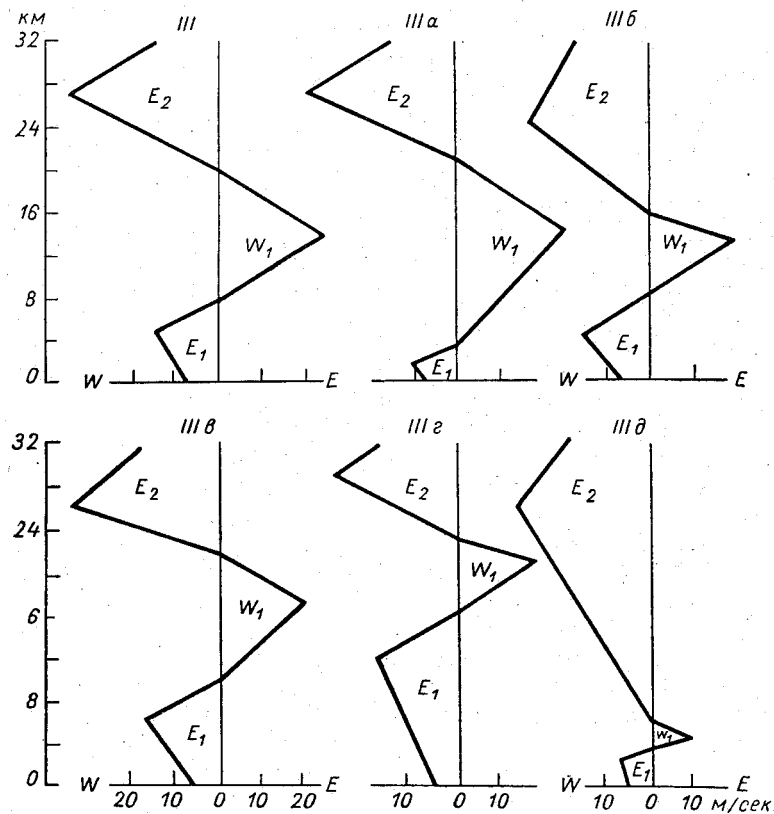


Рис. 2. Трехслойная схема (III) —  $E, W, E$  — и ее разновидности (IIIа — IIIд) для экваториальной зоны.

нижнюю стратосферу до высот 24—25 км (разновидность «г») или занимать лишь нижнюю половину тропосферы, в то время как в остальной части тропосферы и в нижней стратосфере до высот 25—30 км включительно господствует западный перенос (разновидность «а»).

Как следует из данных табл. 4, разновидность «а» встречается даже чаще (26,9%), чем разновидность «г» со значительным по толщине слоем восточного ветра. Кроме того, данные этой таблицы показывают, что двухслойная модель  $E, W$  значительно чаще встречалась у экватора (83,9%), чем в тропиках (16,1%).

В противоположность этому, как показано в работе [41], двух-  
 слойная схема  $W, E$ , т. е. начинающаяся с западного ветра на  
 уровне моря, у экватора повторяется лишь в 5% случаев, а в тропиках — в 95%,  
 причем средний уровень обращения западного  
 ветра на восточный находится на высоте 18,3 и 19,7 км соответ-  
 ственно. Во внетропической зоне Тихого океана (30—42° с. ш.)

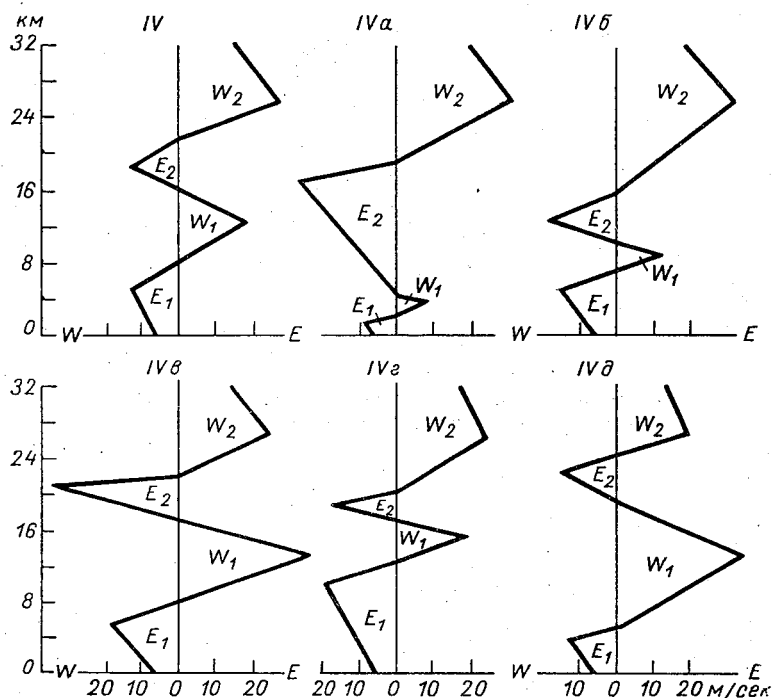


Рис. 3. Четырехслойная схема (IV) —  $E, W, E, W$  — и ее разновидности (IVa—IVд) для экваториальной зоны.

средний уровень обращения западного ветра на восточный на-  
 ходится примерно на той же высоте (18,7 км).

В настоящее время хорошо известно [7, 22, 31, 141, 155], что  
 на высоте около 20 км во внетропической зоне любого летнего  
 полушария находится уровень обращения западного ветра на вос-  
 точный, а зимой здесь располагается слой с минимумом ско-  
 ростей ветра. Приведенные выше данные о среднем уровне об-  
 ращения западного ветра на восточный над внетропической зо-  
 ной Тихого океана характеризуют летние и зимние условия  
 в этих районах. Зимнее обращение ветра с западного на вос-  
 точный на севере Тихого океана, как теперь известно [22, 28,  
 40, 67, 93, 116, 150], обусловлено появлением здесь зимнего

стратосферного антициклона, нашедшего отражение и на разрезе рис. 1 в виде восточных ветров севернее  $20^\circ$  с. ш. и выше 18 км.

Вариации уровней обращения ветра в тропической зоне характерны не только для двухслойной модели циркуляции, но и для других схем. Например, рис. 2 и табл. 5 и 6 характеризуют

Таблица 3

Средняя высота (км) обращения ветра в двухслойной схеме E, W и в ее разновидностях (а, б, в, г)

Зона	Схема	Разновидность схемы			
		а	б	в	г
5° с. ш.—5° ю. ш.	14,3	8,0	12,5	18,7	24,5
5—30° с. ш. и 5—30° ю. ш.	12,4	3,7	11,0	17,8	—

Таблица 4

Повторяемость разновидностей (а, б, в, г) схемы E, W (числитель — число случаев, знаменатель — %)

Зона	а	б	в	г
5° с. ш.—5° ю. ш.	$\frac{15}{26,9}$	$\frac{13}{23,2}$	$\frac{13}{23,2}$	$\frac{6}{10,6}$
5—30° с. ш. и 5—30° ю. ш.	$\frac{3}{5,4}$	$\frac{1}{1,8}$	$\frac{5}{8,9}$	$\frac{0}{0}$

Таблица 5

Средняя высота (км) обращения ветра в трехслойной схеме E, W, E и в ее разновидностях (а, б, в, г)

Зона	Уровень	Схема	Разновидность схемы				
			а	б	в	г	д
5° с. ш.—5° ю. ш.	$H_1$	14,3	5,0	13,0	12,2	17,9	—
	$H_2$	21,8	13,3	15,7	21,9	23,1	—
5—30° с. ш. и 5—30° ю. ш.	$H_1$	5,2	3,3	8,5	9,8	16,7	3,6
	$H_2$	19,4	21,0	16,0	21,6	23,0	5,8



соответствующие варианты трехслойной схемы, которая в тропической зоне Тихого океана (табл. 2) имеет наибольшую повторяемость (35,8%). Из данных табл. 5 видно, что и в этом случае уровень первого ( $H_1$ ) и второго ( $H_2$ ) обращения ветра в тропической зоне колеблется в довольно широких пределах.

В среднем для трехслойной модели, как и для двухслойной, эти уровни у экватора выше, чем в тропиках. При этом средний уровень второго обращения ( $H_2$ ), выше которого в нижней стратосфере сохраняется одно и то же направление зональной составляющей ветра у экватора и в тропиках, находится на высотах 20—23 км. В среднем здесь же обнаруживается последнее обращение ветра при переходе из тропосферы в нижнюю стратосферу также в четырехслойной ( $H_3$ , табл. 7 и 8) и пятислойной ( $H_4$ , табл. 9 и 10) схемах.

Наряду с указанной общностью рассмотренных наиболее часто встречающихся моделей вертикального распределения зональных составляющих ветра в тропической тропосфере и нижней стратосфере между ними имеются и весьма существенные

Таблица 6

Повторяемость разновидностей (а, б, в, г, д) схемы  $E, W, E$   
(числитель — число случаев, знаменатель — %)

Зона	а	б	в	г	д
5° с. ш.—5° ю. ш.	$\frac{3}{1,4}$	$\frac{3}{1,4}$	$\frac{19}{8,9}$	$\frac{20}{9,4}$	$\frac{0}{0}$
5—30° с. ш. и 5—30° ю. ш.	$\frac{84}{39,3}$	$\frac{30}{14,0}$	$\frac{27}{12,6}$	$\frac{23}{10,7}$	$\frac{5}{2,3}$

219614

Таблица 7

Средняя высота (км) обращения ветра в четырехслойной схеме  $E, W, E, W$  и в ее разновидностях (а, б, в, г, д)

Зона	Уровень	Схема	Разновидность схемы				
			а	б	в	г	д
5° с. ш.—5° ю. ш.	$H_1$	7,9	2,2	7,6	8,5	12,6	5,1
	$H_2$	15,8	4,4	10,3	17,6	17,2	18,9
	$H_3$	20,6	19,0	15,7	21,5	20,4	23,3
5—30° с. ш. и 5—30° ю. ш.	$H_1$	5,1	2,5	3,0	7,3	13,0	4,5
	$H_2$	16,8	3,5	11,0	17,0	16,0	19,8
	$H_3$	23,2	19,0	15,0	24,4	18,0	24,8



Таблица 8

Повторяемость разновидностей (а, б, в, г, д) схемы  $E, W, E, W$   
(числитель — число случаев, знаменатель — %)

Зона	а	б	в	г	д
5° с. ш.—5° ю. ш.	$\frac{5}{5,5}$	$\frac{12}{13,1}$	$\frac{27}{29,5}$	$\frac{13}{14,4}$	$\frac{17}{18,6}$
5—30° с. ш. и 5—30° ю. ш.	$\frac{2}{2,2}$	$\frac{1}{1,1}$	$\frac{3}{3,5}$	$\frac{1}{1,1}$	$\frac{11}{11,6}$

Таблица 9

Средняя высота (км) обращения ветра в пятислойной схеме  $E, W, E, W, E$   
и в ее разновидностях (а, б, в, г)

Зона	Уровень	Схема	Разновидность схемы			
			а	б	в	г
5° с. ш.—5° ю. ш.	$H_1$	9,4	6,2	8,0	8,9	12,3
	$H_2$	13,9	8,0	10,8	16,3	15,5
	$H_3$	16,7	10,8	17,2	18,2	17,6
	$H_4$	22,6	21,2	22,6	23,0	22,6
5—30° с. ш. и 5—30° ю. ш.	$H_1$	5,2	2,6	4,3	4,0	10,0
	$H_2$	9,4	5,8	7,2	19,0	14,8
	$H_3$	16,0	7,2	12,7	25,0	19,5
	$H_4$	20,6	19,4	18,3	26,0	24,3

Таблица 10

Повторяемость разновидностей (а, б, в, г) схемы  $E, W, E, W, E$   
(числитель — число случаев, знаменатель — %)

Зона	а	б	в	г
5° с. ш.—5° ю. ш.	$\frac{5}{10,4}$	$\frac{5}{10,4}$	$\frac{12}{26,0}$	$\frac{10}{20,8}$
5—30° с. ш. и 5—30° ю. ш.	$\frac{5}{10,4}$	$\frac{6}{12,7}$	$\frac{1}{2,1}$	$\frac{4}{8,2}$

различия. Если в двухслойной  $E, W$  и четырехслойной  $E, W, E, W$  моделях в нижней стратосфере ветер западный, то в трех- и пятислойной ( $E, W, E$  и  $E, W, E, W, E$ ), как и в двухслойной  $W, E$ , он восточный. Всего на указанные схемы приходится около

90% случаев (табл. 1), из них на группу с западными ветрами в нижней стратосфере — 33%, а на группу с восточными ветрами — 57%. Таким образом, западная составляющая ветра в нижней тропической стратосфере, в отличие от внетропической, встречается реже, чем восточная.

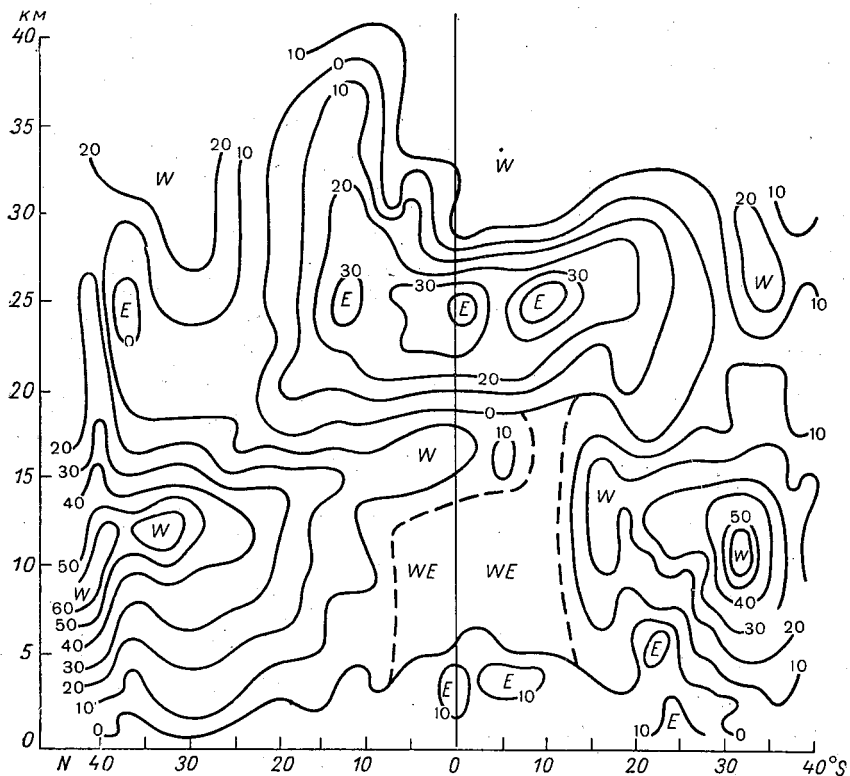


Рис. 4. Пространственно-временной разрез атмосферы над центральной частью Тихого океана. Март—май 1963 г.  
Усл. обозначения см. рис. 1.

Если разрез на рис. 1 представляет типичную трехслойную модель для экваториальной зоны центральной части Тихого океана, то на рис. 4 приведен вертикальный меридиональный разрез, который иллюстрирует четырехслойную модель ветра (E, W, E, W) в том же районе. Сравнение этих разрезов между собой показывает наличие как общих, так и существенно отличных особенностей. Наибольшее сходство у них в характеристиках тропосферной циркуляции — в обоих случаях в тропической и субтропической зонах северного и южного полушарий располагаются западные струйные течения со скоростями до

60 м/сек на высотах 8—13 км. Наибольшие различия обнаруживаются в нижней стратосфере. На рис. 1 и на аналогичном разрезе для центральной части Тихого океана в работе Пальмера [193] изолированные слабые экваториальные западные ветры нижней стратосферы (ветры Берсона) расположены в слое 18—23 км, в то время как на разрезе рис. 4 они смещены в слой 14—19 км и в северном полушарии не изолированы от тропосферных западных ветров более высоких широт.

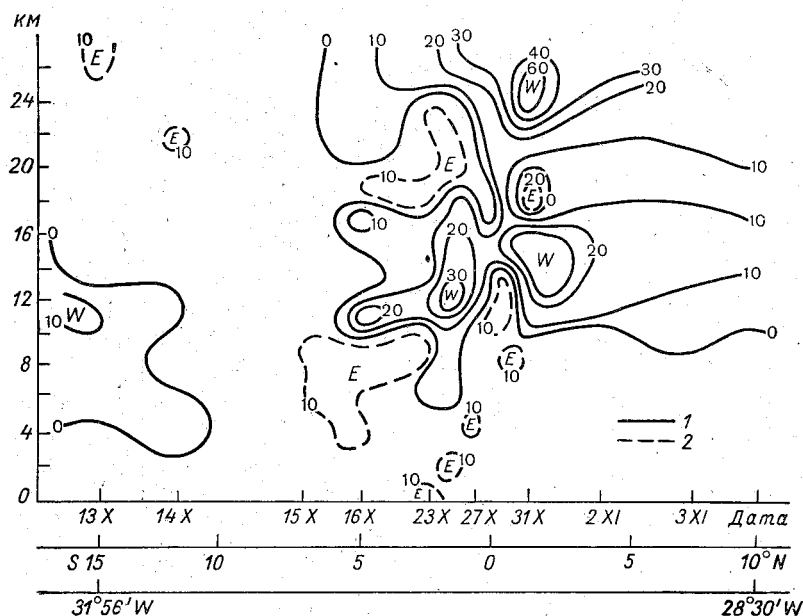


Рис. 5. Пространственно-временной разрез над Атлантическим океаном с 13 октября по 4 ноября 1963 г.  
1 — изотахи западной составляющей (W), 2 — изотахи восточной составляющей (E).

В слое 18—28 км, т. е. почти там же, где на рис. 1 располагались западные ветры Берсона, на рис. 4 отмечаются довольно значительные (до 40 м/сек) восточные ветры, которые на больших высотах снова сменяются западными ветрами именно в том слое атмосферы, где на рис. 1 отмечались сильные (до 40 м/сек) восточные ветры Кракатао.

Выявленные на рис. 4 особенности вертикальных наслоений ветра в экваториальной стратосфере носят не локальный характер. В этом можно убедиться при сравнении рис. 4 и 5. Разрез (рис. 5), построенный для экваториальной зоны Атлантического океана за осенний период 1963 г. по данным радиозонди-

рования с и/с «Михаил Ломоносов» [104], отражает, по существу, те же основные черты вертикальной структуры зональных составляющих ветра, которые показаны на рис. 4, хотя на нем имеются и некоторые своеобразные детали.

На рис. 5 видно, что в экваториальной зоне Атлантического океана также отмечается четырехслойная модель ветра *E, W, E, W*. При этом восточные ветры Кракатао, как и на рис. 4, занимают промежуточное положение (слой 17—24 км) между западными ветрами. Однако по сравнению с весенним тихоокеанским разрезом (рис. 4) на осеннем атлантическом разрезе (рис. 5) восточные стратосферные ветры слабее, а западные, особенно верхние, значительно сильнее. Максимум последних достигает 68 м/сек на высоте 24 км в непосредственной близости от экватора [104]. Кроме того, здесь экваториальных западных ветров Берсона в нижней стратосфере практически уже нет, тонкий слой их объединен с западными ветрами тропосферы на высотах 10—15 км. В слое этих западных ветров отчетливо вырисовываются два струйных течения, расположенных симметрично по обе стороны от экватора в непосредственной близости от него. В южном полушарии эти западные ветры ограничены 5° ю. ш. и изолированы узкой полосой слабых восточных ветров от западных тропосферных ветров более южных широт (рис. 5), в то время как в северном полушарии они простираются и в более высокие широты.

В работе [104] приведен вертикальный временной разрез атмосферы над экваториальной частью Атлантики за весенний период 1963 г., с 27 марта по 5 апреля, т. е. за отрезок времени, охватываемый также весенним (1963 г.) тихоокеанским разрезом (см. рис. 4). На этом разрезе видно, что и весной над экватором в Атлантическом океане ветры Берсона со скоростью до 15—20 м/сек располагались в основном в том же слое, что и над Тихим океаном (рис. 4).

Разрез на рис. 5 показывает, что в экваториальной верхней тропосфере и нижней стратосфере иногда развиваются очень интенсивные процессы, сопровождающиеся появлением даже струйных течений. Над экватором и в непосредственной близости от него возможно даже вертикальное наложение струйных течений с противоположно направленными зональными составляющими ветра. Аналогичное явление встречалось и в экваториальной тропосфере и нижней стратосфере над Тихим океаном [43].

7 июня 1965 г. при пересечении и/с «А. И. Воейков» экватора в районе 150° в. д. температурно-ветровой радиозонд достиг высоты 40 км. Обработка данных этого радиозондирования, во-первых, подтвердила данные радиозонда за 6 июня в районе 3° ю. ш. о наличии западного течения в слое стратосферы от 34 до 36 км (вершина подъема). Во-вторых, этот зонд (табл. 11) зафиксировал в слое до высоты 40 км точно над экватором наличие

Таблица 11

Данные ветрового радиозондирования 7 июня 1965 г. в точке 0° 05' ю. ш.  
и 150° 00' з. д.

Слой, км	Направление ветра	Максимальная скорость, м/сек	Высота уровня максимальной скорости, км	Вертикальный сдвиг ветра, м/сек на 1 км	
				выше струи	ниже струи
0—16	E, NE	18	10	—	—
17—21	W	18	20	—	—
22—23	E, NE	36	30	5	1
34—40	W, SW	37	40	—	4

✓ Одновременно двух противоположных струйных течений — восточного в нижней стратосфере и западного в средней (возможно, что ось его находилась даже в верхней стратосфере).

Стратосферные восточные ветры Кракатао могут достигать значительных скоростей (30 м/сек и более) [193]. Восточное струйное течение в экваториальной стратосфере неоднократно наблюдалось летом 1962 г. во время VIII рейса и/с «А. И. Воейков» [40, 41]. По данным Гесса [158], восточное струйное течение обнаруживается на 20° с. ш. выше 16 км. Алака [108] на материалах зондирования во Флориде, на Багамских и Больших Антильских островах показал, что восточные струйные течения в тропиках наблюдаются на южной периферии субтропического антициклона. Котесварам [165] в 1958 г. исследовал восточные струйные течения над югом и севером Африки и пришел к выводу, что в теплое время года вдоль южной границы Азии наблюдается сильное течение вблизи 15° с. ш., которое формируется у восточного побережья Китая и, проходя над Индией и Аравией, достигает Судана. Над Тихим и Атлантическим океанами, по мнению Котесварама, восточное струйное течение в верхней тропосфере не обнаруживается.

В. Р. Дубенцов и А. А. Унукова [32] отмечают, что на высотах 24—30 км в зоне от экватора до 14° с. ш. над Тихим океаном в стратосфере обычно в летние месяцы примерно через два года обнаруживаются довольно устойчивые восточные стратосферные струйные течения. Непосредственно вблизи экватора в этих же слоях стратосферы в течение коротких периодов могут существовать западные приэкваториальные струйные течения, которые обнаруживаются также примерно через каждые два года.

Х. П. Погосян [66], классифицируя струйные течения, кроме внетропических и субтропических западных струйных течений, выделил также экваториальные и стратосферные струйные течения. При этом он отметил, что экваториальные струйные течения возникают на южной периферии высоких субтропических антициклонов северного полушария. Летом они значительно бо-

лее интенсивны, чем в переходные сезоны. На уровне 50—30 мб восточная экваториальная струя обнаружена вблизи экватора на юге Аравии, Индии, на Тихом океане. Наиболее сильная восточная струя находится на южной периферии летнего высокого антициклона над Аравией и Северной Африкой. Здесь на широтах 10—20° средняя скорость ветра на уровнях 100—30 мб превышает 100—120 км/час.

✓ Приведенные на рис. 1, 4 и 5 вертикальные разрезы показывают, что оси восточных стратосферных струйных течений могут располагаться непосредственно над экватором или вблизи него. На рис. 5 видно, что в непосредственной близости от экватора (0—3° с. ш.) могут наблюдаться также западные струйные течения. В верхней тропосфере (12—16 км) расположено одно западное струйное течение со скоростями до 35 м/сек; на той же широте в стратосфере (22—26 км) расположено другое струйное течение со скоростями 65—68 м/сек, а между ними, в слое 17—20 км, наблюдаются восточные ветры со скоростями до 25 м/сек. Так как ветры Кракатао часто имеют скорости более 30 м/сек, можно считать, что на рис. 5 представлена одна из моделей трехслойного напластования по вертикали струйных течений противоположных направлений. Во всяком случае, данные табл. 11 показывают, что в экваториальной стратосфере имело место наложение восточного (на высоте 30 км скорость 36 м/сек) и западного (на высоте 40 км скорость 37 м/сек) потоков со скоростями, характерными для струйных течений. Так как максимум скорости западного ветра в этом случае был отмечен на потолке радиозондирования, то возможно, что выше были еще более сильные западные ветры.

Существование одновременно противоположных струйных течений в тропической тропосфере и стратосфере, особенно верхнего западного струйного течения, указывает на необходимость уточнения некоторых представлений о вертикальной структуре экваториальных течений, их происхождении, эволюции и взаимосвязи с циркуляцией внетропических широт.

К сожалению, малочисленность высоких радиозондирований атмосферы в экваториальной зоне затрудняет изучение пространственной структуры экваториальных струйных течений. Поэтому по данным, полученным в экспедиционных рейсах исследовательских судов «А. И. Воейков» и «Ю. М. Шокальский» за 1960—1965 гг., проведен лишь анализ отдельных характеристик ветров (более 30 м/сек) в экваториальной зоне (табл. 12). В известной мере данные табл. 12 могут характеризовать также повторяемость струйных течений.

В результате анализа выяснилось, что в экваториальной зоне встречаются как западные, так и восточные струйные течения. Как те, так и другие могут наблюдаться и в тропосфере, и в стратосфере, особенно если рассматривать широтную зону до 7—10°

Таблица 12

Некоторые характеристики воздушных потоков со скоростями более 30 м/сек в экваториальной зоне Тихого океана (147 случаев) по материалам радиозондирований в V—XII рейсах и/с «А. И. Воейков» и II—V рейсах и/с «Ю. М. Шокальский» (1960—1965 гг.)

Струйное течение	Повторяемость, %	Высота максимальной скорости ветра, км			Скорость ветра, м/сек		Среднее направление ветра, град	Вертикальный сдвиг ветра, м/сек на 1 км	
		средняя	максимальная	минимальная	средняя	максимальная		выше оси	ниже оси
Тропосферное									
западное . . . .	32	13,8	16,9	9,8	38	53	256	4,9	5,2
восточное . . . .	3	14,6	17,0	11,6	33	35	97	7,4	4,8
Стратосферное									
западное . . . .	3	29,7	—	26,0	34	37	249	—	5,5
восточное . . . .	62	26,0	—	20,2	38	64	85	4,2	5,3

по обе стороны от экватора. Так, в период с 23 марта по 5 апреля 1961 г. в верхней экваториальной тропосфере наблюдалось западное струйное течение, в центре которого 4 апреля на  $0^{\circ} 41'$  с. ш. и  $154^{\circ}$  з. д. на высоте 13 км скорость ветра достигала 50 м/сек. В противоположность этому 3 февраля 1962 г. на  $3^{\circ}$  ю. ш. и  $179^{\circ}$  в. д. отмечалось восточное струйное течение со скоростью 33 м/сек на высоте 11,6 км.

В стратосфере западное струйное течение, подобное наблюдавшемуся 7 июня 1965 г., отмечалось 19 января 1961 г., 2 апреля 1961 г. и 8 июля 1961 г., а восточное — многократно в течение летних рейсов исследовательских судов «А. И. Воейков» и «Ю. М. Шокальский», проводившихся в 1962 г. При этом максимальная скорость 64 м/сек была отмечена на высоте 30 км (потолок зондирования) 22 июля 1962 г. в районе  $2^{\circ}$  с. ш. и  $172^{\circ}$  з. д.

Особый интерес представляют уже упоминавшиеся данные радиозондирования в экваториальной зоне за март—апрель 1961 г. 23—24 марта в слое 11—17 км отмечалось западное струйное течение и одновременно на высоте 21—22 км — восточное. Выше этого восточного переноса с высоты 24—25 км снова наблюдался западный поток, в котором 2 апреля на высоте 27 км (потолок радиозондирования) в точке  $9^{\circ}$  с. ш. и  $154^{\circ}$  з. д. западный ветер достигал скорости 33 м/сек. Подобные сочетания отмечались и в других случаях. 19 января 1961 г. в точке  $3^{\circ}$  с. ш. и  $180^{\circ}$  в. д. радиозонд зафиксировал на высоте 22 км восточный ( $85^{\circ}$ ) ветер со скоростью 34 м/сек, а на высоте 27 км (потолок



подъема) — западный ( $254^\circ$ ) ветер со скоростью 31 м/сек. 3—4 февраля 1962 г. в той же точке отмечался восточный ветер со скоростью 33 м/сек как в тропосфере (11,6 км), так и в стратосфере (35 м/сек на потолке зондирования 29,2 км).

Приведенные данные убедительно показывают, что в тропосфере и стратосфере экваториальной зоны наблюдается многослойность воздушных течений противоположных направлений, скорости которых могут достигать значений, характерных для струйных течений, одновременно в нескольких таких слоях. Поэтому целесообразно различать тропосферные экваториальные западные и восточные струйные течения, а также стратосферные экваториальные западные и восточные струйные течения.

Очевидно, что малая повторяемость различных струйных течений в экваториальной зоне обусловлена не столько редким их появлением, сколько недостатком наблюдений в этой зоне, в том числе и из-за преобладающего низкого потолка радиозондирования. Ясно также, что количество имеющихся пока наблюдений недостаточно для статистических оценок характеристик экваториальных тропосферных и стратосферных струйных течений. Приведенные в табл. 12 данные позволяют получить некоторое косвенное представление об отдельных особенностях экваториальных струйных течений. Из рассмотренных экспедиционных материалов можно заключить, что в экваториальной зоне Тихого океана наиболее часто встречаются сильные восточные ветры (62% всех 147 случаев со скоростями 30 м/сек) в стратосфере и западные (32% случаев) в тропосфере.

Сильные восточные ветры в тропосфере и западные в стратосфере, которые можно условно считать соответственно экваториальными восточными тропосферными струями и экваториальными западными стратосферными струями, встречались значительно реже. Очевидно, что восточные тропосферные струйные течения чаще всего (но не всегда) представляют собой периферию стратосферных восточных струйных течений в тропической зоне.

Небольшая повторяемость западных стратосферных экваториальных струйных течений обусловлена значительно меньшей повторяемостью вообще западных ветров в нижней экваториальной стратосфере (см. табл. 3—10) и недостаточной высотой радиозондирования. Анализ разрезов, приведенных в главе IV, показывает, что в среднем оси западных стратосферных струйных течений располагаются не в нижней, а в верхней стратосфере.

Экваториальные западные тропосферные струйные течения чаще всего представляют собой ответвления субтропических западных тропосферных струйных течений северного и южного полушарий, оказывающихся в экваториальной зоне в результате

значительных меридиональных преобразований в тропосфере каждого полушария. Их частота (32%, табл. 12), превосходящая частоту экваториальных восточных тропосферных струйных течений (3%), обусловлена преобладанием на протяжении всего года в обоих полушариях тропосферных циркумполярных циклонических вихрей.

На многих меридиональных разрезах, приведенных в работе [66], тропосферные западные субтропические струйные течения нередко находятся в зоне 20—30° с. ш. При меридиональных преобразованиях эти струйные течения могут проникнуть и в экваториальную зону. Поэтому западные струйные течения в экваториальной тропосфере благодаря такому происхождению имеют значительно меньшую протяженность, чем субтропические и внетропические. Тропосферные субтропические струйные течения зимой располагаются на 10—12° южнее, чем летом [66], поэтому в экваториальной зоне зимой они появляются более часто.

Западные или восточные струйные течения в нижней экваториальной стратосфере не имеют хорошо выраженного сезонного хода. Например, экваториальные восточные стратосферные струйные течения отмечались в январе—феврале 1961 и 1962 гг. и в летние месяцы 1962 и 1965 гг. Экваториальная западная стратосферная струя отмечалась, например, в январе и июне 1961 г. и в июне 1965 г. Однако по имеющимся данным, восточные струи встречались значительно чаще.

Как следует из данных табл. 12, экваториальные стратосферные западные и восточные струйные течения в среднем располагаются примерно на одних и тех же высотах (29,7 и 26,0 км соответственно). При раздельном анализе случаев с восточными и западными стратосферными потоками эти средние характеристики, как будет показано далее, существенно меняются в зависимости от стадии эволюции течений.

#### **Вертикальная структура меридиональных потоков**

Меридиональная циркуляция играет огромную роль в системе общей циркуляции атмосферы. Крупномасштабные волны и вихри, а также средняя меридиональная циркуляция являются важными механизмами формирования зональной циркуляции [33, 53, 55, 57, 102, 213, 228], поддержания баланса количества движения [20, 195, 196], тепла [78, 182] и влаги [27] в атмосфере. Поэтому изучению меридиональной циркуляции посвящена обширная литература. обстоятельный обзор ее дан в монографии И. Г. Гутермана [22]. Там же приведены табличные данные и карты средних меридиональных составляющих скоростей ветра в северном полушарии для различных изобарических поверхностей (от уровня моря до уровня 100 мб), а также вертикальные разрезы средних меридиональных составляющих по широтным кругам от уровня моря до уровня 30 мб.

Следует отметить, что во многих работах, посвященных анализу меридиональных составляющих циркуляции ([55, 78, 79] и др.), данные для экваториальной зоны, как правило, ограничиваются широтными кругами 10—13 или 15—20°, между тем для изучения характера воздухообмена между полушариями наибольший интерес представляют данные о меридиональных составляющих в непосредственной близости от экватора. Кроме того, расчет этих составляющих по осредненным по времени данным о фактическом ветре, как было показано в работе [40], сглаживает существенные особенности циркуляции в экваториальной зоне. Оорт [192], исследовавший меридиональную циркуляцию на уровнях 100, 50 и 30 мб северного полушария за период МГГ, отмечает, что картина меридиональной циркуляции, основанная на реальных наблюдениях ветра, существенно отличается от упрощенной картины, представленной, например, Мергатройдом и Сингелтоном [186] на основе расчетов ее по распределению в этих слоях атмосферы очагов нагревания и охлаждения.

На рис. 6 приведен типичный пример разреза атмосферы экваториальной зоны для зональной и меридиональной составляющих потока, построенного нами по данным радиозондирования с исследовательских судов «А. И. Воейков» и «Ю. М. Шокальский» [40]. Разрез показывает, что в пределах слоя с одним и тем же направлением зональной составляющей ветра меридиональная составляющая многократно меняет свой знак. Так, нижний восточный поток распространен от уровня моря до высоты 15 км. Вместе с тем в слоях от 0 до 2 км в данном случае он имеет южную составляющую, от 2 до 7 км — северную, от 7 до 10 км — южную, от 10 до 12 км — северную и т. д. Подобные профили для тропосферы можно найти и в работе [131].

В табл. 13 приведены средние характеристики для нижнего восточного и лежащего над ним западного потоков в экваториальной зоне. Из данных этой таблицы (графы 1 и 2) видно,

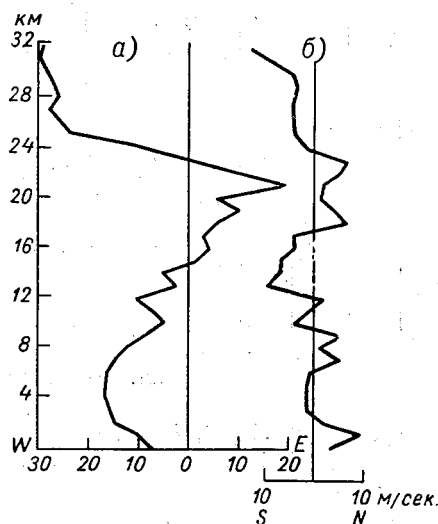


Рис. 6. Вертикальное распределение зональных (а) и меридиональных (б) составляющих ветра 14 июля 1962 г. ( $\varphi=2^{\circ}05'$  с. ш.,  $\lambda=168^{\circ}24'$  з. д.).

Таблица 13

Средние характеристики нижнего слоя восточного ( $E_1$ ) и лежащего над ним западного ( $W_1$ ) потоков в экваториальной зоне ( $5^\circ$  с. ш. —  $5^\circ$  ю. ш.) Индийского и центральной части Тихого океанов

Толщина слоя, км		Величина составляющей, м/сек				Отношение меридиональной составляющей к зональной		Повторяемость случаев с результирующей составляющей, направленной к экватору, %		Средняя толщина слоя с одинаковой меридиональной составляющей, км	Повторяемость (%) различных сочетаний результирующих меридиональных составляющих одновременно в слоях $E_1$ и $W_1$			
		зональной		меридиональной <sup>1</sup>							N и N	S и S	N и S	S и N
$E_1$	$W_1$	$E_1$	$W_1$	$E_1$	$W_1$	$E_1$	$W_1$	$E_1$	$W_1$	11	12	13	14	15
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10					

## Лето северного полушария

11,0 | 6,4 | 7,6 | 6,4 | -2,36 | +2,81 | 0,31 | 0,44 | 63 | 43 | 3,1 | 30 | 33 | 27 | 10

## Зима северного полушария

15,7 | 6,0 | 8,7 | 8,1 | -0,81 | +1,78 | 0,09 | 0,22 | 69 | 23 | 3,0 | 15 | 23 | 54 | 8

что в среднем толщина слоя с восточной зональной составляющей потока меняется от 11 км летом до 15,7 км зимой северного полушария, а толщина вышележащего слоя с западной составляющей — соответственно от 6,0 до 6,4 км. В то же время данные этой таблицы показывают, что средняя толщина слоя с одинаковой меридиональной составляющей как летом, так и зимой равна лишь 3 км.

Таким образом, отмеченная на рис. 6 многократная смена направлений меридиональной составляющей в пределах одного и того же направления зональной составляющей потока является типичной для вертикальной структуры циркуляции в тропической зоне.

Е. М. Добрышман [25] нашел теоретическое решение для течений в тропосфере экваториальной зоны, которое также указывает на возможность неоднократного изменения меридионального компонента скорости ветра с высотой. Следовательно, можно утверждать, что в действительности нет единой системы пассатных и антипассатных течений, которые проявляются лишь в виде средней меридиональной циркуляции [22, 33].

<sup>1</sup> Знак минус при меридиональной составляющей характеризует направление потока на юг, а знак плюс — на север.

Из данных табл. 13 (графы 5 и 6) также видно, что пассатная и антипассатная циркуляции выявляются лишь по преобладанию знака результирующего меридионального переноса в каждом из слоев. Данные граф 9 и 10 табл. 13 показывают, что в среднем для зимы и лета даже результирующая меридиональная составляющая в сторону экватора в слое  $E_1$  наблюдается только в 63%, а от экватора в слое  $W_1$  — в 68% случаев. При этом, как следует из данных граф 14 и 15, противоположные сочетания результирующих меридиональных составляющих в слоях  $E_1$  и  $W_1$  одновременно отмечаются летом лишь в 37%, а зимой — в 62% случаев, между тем для поддержания системы пассат—антипассат повторяемость сочетаний противоположных направлений ветра, очевидно, должна быть значительно большей.

Наконец, сравнение средних значений зональной составляющей в слоях  $E_1$  и  $W_1$  (графы 3 и 4) с соответствующими значениями меридиональной составляющей (графы 5 и 6) показывает, что скорость меридионального компонента существенно меньше скорости зонального. В среднем меридиональные составляющие в слоях так называемых пассатных ( $E_1$ ) и антипассатных ( $W_1$ ) течений составляют лишь 26% зональной составляющей (графы 7 и 8). Следовательно, восточный и западный потоки в тропической зоне Индийского и центральной части Тихого океанов, как и в других районах тропической зоны [49], представляют собой звенья зональной, а не меридиональной циркуляции.

Компенсация преобладающего меридионального переноса масс воздуха в направлении экватора, осуществляемого пассатами в самых нижних слоях тропосферы, в значительной мере происходит в пределах самого потока с одинаковой зональной составляющей благодаря наличию в нем многоступенчатой структуры меридиональных составляющих противоположных направлений. К сожалению, эти особенности не всегда учитываются. Часто расчеты результирующего переноса количества массы воздуха через экватор производят по средним данным на стандартных поверхностях [49, 62], что приводит к результатам, не соответствующим расчетам интегрального потока массы воздуха через экватор по более надежным и многочисленным данным приземного давления [85].

Приведенные данные о многослойной структуре меридиональных (как и зональных) составляющих циркуляции в экваториальной зоне со средней высотой слоя 3 км показывают, что осреднение меридиональных потоков по вертикали, особенно по средним значениям на стандартных изобарических поверхностях, должно проводиться с особой осторожностью. Тем не менее в ряде случаев представляет определенный интерес характеристика результирующего ветра в том или ином слое. Поэтому в работе [40] были определены средние результирующие (по

конкретным разрезам) характеристики зональной и меридиональной составляющих ветра в тропосфере (0—17 км) и нижней стратосфере (18—30 км) экваториальной зоны (табл. 14).

Таблица 14

Характеристики результирующих в тропосфере и стратосфере зональной и меридиональной составляющих ветра в экваториальной зоне (в числителе — скорость в м/сек, в знаменателе — процент повторения данного знака)

Зональная составляющая			Результирующая меридиональная составляющая			Среднее отношение меридиональной составляющей к зональной			Среднее отношение результирующей меридиональной составляющей в слое с одинаковым потоком к величине последнего (слой 0—30 км)
слой 0—30 км	тропосфера	стратосфера	слой 0—30 км	тропосфера	стратосфера	слой 0—30 км	тропосфера	стратосфера	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	

Лето северного полушария

$\frac{-6,3}{87}$	$\frac{-3,9}{80}$	$\frac{-10,9}{87}$	$\frac{-0,6}{70}$	$\frac{-0,3}{57}$	$\frac{-0,8}{71}$	0,9	1,1	0,6	0,5
-------------------	-------------------	--------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-----	-----	-----	-----

Зима северного полушария

$\frac{-4,8}{93}$	$\frac{-6,9}{100}$	$\frac{-0,19}{42}$	$\frac{0,6}{50}$	$\frac{0,07}{64}$	$\frac{0,94}{72}$	1,0	1,2	0,8	0,4
-------------------	--------------------	--------------------	------------------	-------------------	-------------------	-----	-----	-----	-----

В табл. 14 числители граф 1, 2 и 3 показывают, что летом и зимой в целом во всем слое от 0 до 30 км и отдельно в тропосфере (0—17 км) и в нижней стратосфере (18—30 км) преобладает постоянная составляющая зонального переноса. Однако величины в знаменателях в тех же графах показывают, что зимой северного полушария повторяемость результирующего восточного потока в тропосфере равна 100% случаев, а в нижней стратосфере — всего лишь 42%, т. е. в среднем в верхнем слое почти с равной вероятностью могут наблюдаться и западный, и восточный переносы. Так как западные ветры в 2—3 раза слабее восточных, скорость которых в нижней экваториальной стратосфере может колебаться от 80 до 230 км/час, при осреднении последние оказываются преобладающими по величине.

Данные граф 4, 5 и 6 (табл. 14) показывают, что в тропосфере и нижней стратосфере для одного и того же сезона меридиональные составляющие имеют одинаковый знак, но противоположный для зимы и лета. При этом результирующая меридиональная составляющая направлена из летнего полушария в зимнее как в стратосфере, так и в тропосфере, несмотря на то что в нижней тропосфере поток направлен из зимнего

в летнее полушарие [22, 50, 198]. Объясняется это тем, что уже на уровне 500 мб и выше в верхней тропосфере и нижней стратосфере даже по картам средних меридиональных потоков на многих меридианах [22] в январе отмечается южная составляющая в экваториальной зоне, особенно значительная на уровнях 200 и 100 мб.

Как следует из данных табл. 15, взятых из работы [22], в среднем для параллели 10° с. ш. уже в январе с уровня 500 мб и до уровня 50 мб включительно сумма южных меридиональных составляющих превышает сумму северных. В июле картина обратная, хотя и менее однородная, чем в январе.

Таблица 15

Суммы южных (числитель) и северных (знаменатель) меридиональных составляющих вдоль 10° с. ш.

Месяц	Уровень, мб						
	850	700	500	300	200	100	50
Январь . .	0,0 —50,1	5,1 26,8	21,2 —15,7	56,2 —2,6	83,6 17,7	50,1 —17,5	13,1 —7,8
Июнь . . .	40,9 —15,6	13,4 —21,9	21,2 12,8	10,9 —16,2	23,5 —33,9	23,8 —21,8	— —

Наконец, данные табл. 14 (графы 5 и 6) показывают, что наиболее устойчив меридиональный перенос из летнего полушария в зимнее в стратосфере, а не в тропосфере. В среднем для лета каждого полушария повторяемость направления результирующего меридионального ветра в зимнее полушарие составляет в тропосфере 60%, а в стратосфере — 72% случаев. Сравнительно малая устойчивость любого направления меридиональной составляющей (не более 72% случаев) является показателем существования неперiodических колебаний циркуляции в тропосфере и стратосфере экваториальной зоны. В то же время относительно высокая повторяемость (72%) результирующей меридиональной составляющей в стратосфере, направленной из летнего полушария в зимнее, указывает на то, что обнаруженное впервые по наблюдениям в Атлантике вторжение восточных потоков из стратосферы летнего полушария в стратосферу тропической зоны зимнего полушария [9] наблюдается и в Тихом океане, т. е. имеет, очевидно, глобальный характер.

## ГЛАВА II

### ЦИКЛИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ ЗОНАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ВЕТРА В НИЖНЕЙ ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ СТРАТОСФЕРЕ

#### Квазидвухлетний цикл зональных составляющих ветра в нижней экваториальной стратосфере

Приведенные выше данные о вертикальной структуре зональных и меридиональных составляющих ветра достаточно хорошо характеризуют воздушные потоки в тропосфере и нижней стратосфере тропической зоны центральной части Тихого и восточной части Атлантического океанов. Вполне естественно, что в некоторых специфических физико-географических районах сезонные характеристики этих течений могут иметь свои особенности. Например, по средним многолетним меридиональным разрезам Хеста и Стефенсона [157], в Индийском океане в течение всего года, а в западной части Тихого океана в течение зимних, весенних и летних месяцев в нижних слоях экваториальной тропосферы преобладают не восточные, а западные ветры, переходящие в восточные в средней и верхней тропосфере. При этом интенсивность тех и других, а также толщина и ширина слоя с нижними западными ветрами существенно изменяются от сезона к сезону. Более подробные характеристики циркуляции в тропосфере на различных долготах можно найти в работе [157].

В отличие от тропосферы, для экваториальной стратосферы, где влияние подстилающей поверхности значительно ослаблено, приведенные выше данные об уровнях появления западных или восточных ветров являются более репрезентативными для любого меридиана. Отмеченные выше вариации зональных составляющих ветра на любых долготах в экваториальной стратосфере не обусловлены также сезонными изменениями. В том, что замена в нижней экваториальной стратосфере восточного



ветра западным (или наоборот) обусловлена не сезонными влияниями, легко убедиться, если сравнить меридиональный разрез для зимы 1961/62 г. (см. рис. 1) с меридиональным разрезом также для центральной части Тихого океана за предыдущую зиму 1960/61 г. (рис. 7).

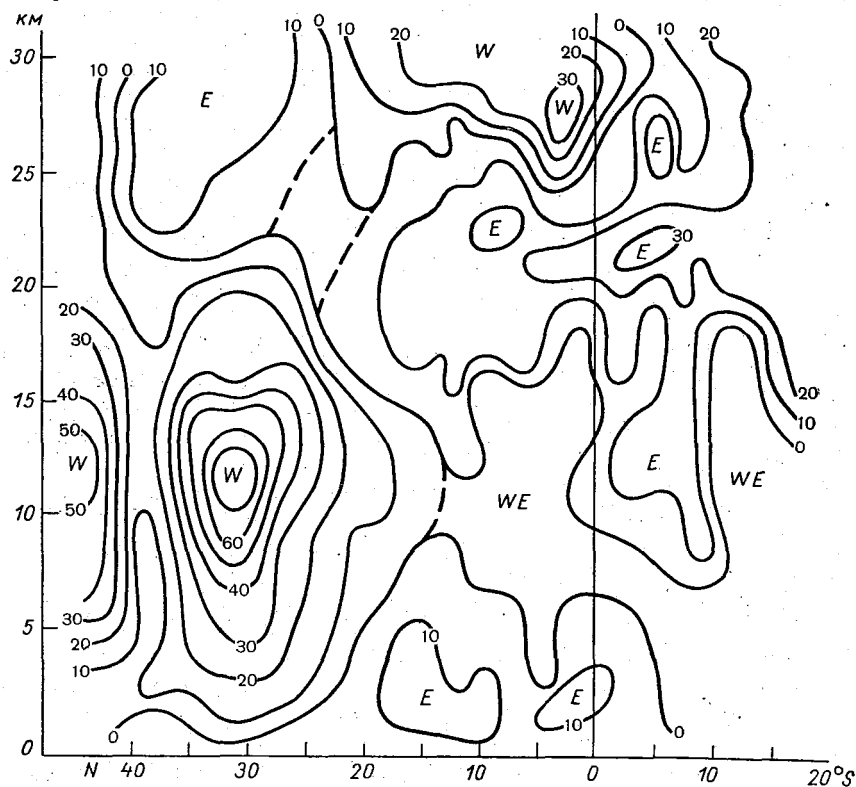


Рис. 7. Пространственно-временной меридиональный разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над Тихим океаном с ноября 1960 г. по февраль 1961 г.

Усл. обозначения см. рис. 1.

В зоне севернее  $20^\circ$  с. ш. оба разреза характеризуются весьма большим сходством как в тропосфере, так и в нижней стратосфере. На обоих разрезах в тропосфере обнаруживаются западные струйные течения субтропических и умеренных широт, а в нижней стратосфере субтропиков — сравнительно слабые восточные ветры, обусловленные северотихоокеанским зимним стратосферным антициклоном. В то же время в тропической и экваториальной нижней стратосфере (южнее  $20^\circ$  с. ш.) оба зимних разреза имеют почти противоположные характеристики циркуляции.

В слое 19—25 км около экватора зимой 1961/62 г. (см. рис. 1) располагалась узкая (6—7° шириной) зона западных стратосферных ветров, в то время как в предшествующем зимнем сезоне (рис. 7) в этом же слое преобладали восточные ветры со скоростями 25—30 м/сек, а западные ветры Берсона фактически отсутствовали. В слое выше 25 км (рис. 1) в зоне южнее 20° с. ш. отчетливо выражены восточные ветры со скоростями до 40 м/сек непосредственно над экватором. В предшествующем зимнем сезоне (1960/61 г.) почти точно в том же слое (рис. 7) и в той же широтной зоне отмечались западные ветры до 30 м/сек тоже в непосредственной близости от экватора.

Оба разреза наглядно показывают, что в нижней экваториальной стратосфере смена западного ветра восточным (или наоборот) не связана с сезонными особенностями циркуляции. На этих же разрезах видны восточные струйные течения в экваториальной стратосфере, возникающие не только летом, но и зимой.

Разрезы на рис. 1 и 7 построены по наблюдениям, проведенным в центральной части Тихого океана. Однако приведенные на них данные для нижней экваториальной стратосферы характеризуют в эти же периоды основные особенности циркуляции в любой долготной зоне экваториальной стратосферы. В работе Варьярда и Эбдона [229] на основании сравнения средних месячных зональных составляющих ветра за 1957—1960 гг. над Сингапуром (1° с. ш., 104° в. д.), о. Кантон (3° ю. ш., 172° з. д.), Найроби (1° ю. ш., 37° в. д.), о. Рождества (2° с. ш., 157° з. д.), Ганой (1° ю. ш., 73° в. д.) и Гуаякилем (2° ю. ш., 80° з. д.) было установлено, что западные либо восточные ветры на уровне 60 мб появляются почти одновременно (рис. 8).

Рисунок 8 иллюстрирует и другую интересную особенность циркуляции в нижней экваториальной стратосфере, которая широко обсуждалась за последние 6—7 лет в мировой метеорологической литературе [30, 31, 32, 34, 42, 44, 166, 210, 229, 230]. Ход кривых на рис. 8 показывает наличие периодичности или цикличности в изменении зональных составляющих ветра в нижней экваториальной стратосфере, которая нашла отражение и на разрезах, приведенных на рис. 1 и 7. При анализе этих разрезов отмечалось, что в одном и том же слое за один год господствуют восточные ветры до высоты 25 км или западные ветры выше 25 км (см. рис. 7), а примерно через год (см. рис. 1) в тех же слоях стратосферы уже отмечаются ветры с противоположными зональными составляющими.

Первые работы, в которых высказывалось предположение о систематической смене восточных и западных ветров в нижней экваториальной стратосфере, были опубликованы Грейстоном [152] и Мак-Крери [175—177]. Затем в работах Эбдона [135, 137], Эбдона и Варьярда [134, 229, 230], Рида [207, 208], Рида с со-

авторами [211, 212], Энджела и Корсговера [109, 150], Дубенцова и Унуковой [31, 32], Каца [42, 44], Проберта-Джонса [202] и др. исследовались пространственные, временные и циркуляционные особенности этой смены стратосферных ветров, которые не обнаруживались ранее с помощью средних климатических данных.

Грейстон [152] и Мак-Крери [175] по изменениям ветра над о. Рождества обнаружили, что как восточные, так и западные ветры появились на верхней границе радиозондирования (27—

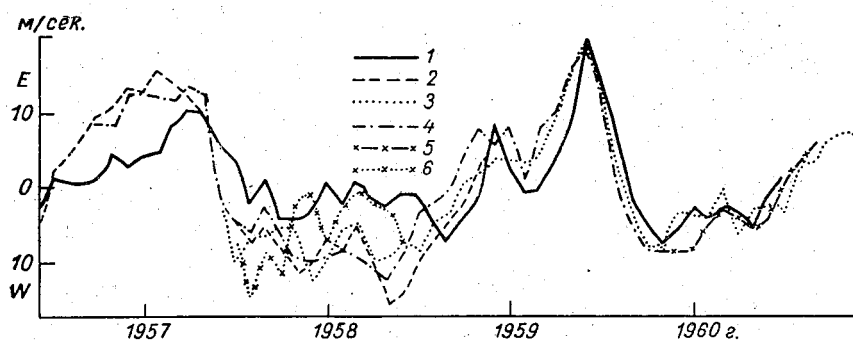


Рис. 8. Распределение средних месячных значений зональной составляющей ветра на поверхности 60 мб, январь.

1 — Сингапур, 2 — о. Кантон, 3 — Найроби, 4 — о. Рождества, 5 — Гана, 6 — Гуаякиль.

30 км) и затем постепенно опускались вниз. В последующем был изучен вопрос об особенностях поведения стратосферного ветра на других экваториальных станциях. Было установлено [32, 135, 137, 176, 211], что аналогичная цикличность отмечается большим числом экваториальных станций, причем средняя продолжительность периода колебаний (цикла) равна не 2 годам, а 2,2 года (примерно 26 месяцам). Было также установлено, что такое колебание начинается на высоте 30 км и затухает по мере приближения к тропопаузе.

В. Р. Дубенцов и А. А. Унукова [32] показали, что на о. Кантон на поверхностях 150 и 100 мб еще не проявляется какая-либо закономерность в распределении зональных составляющих ветра, однако уже на поверхности 80 мб обнаруживается последовательная смена западной и восточной составляющих. При этом амплитуда колебаний здесь еще очень мала. Наиболее четко смена зональных составляющих ветра выражена в слое 50—10 мб, и по величине западная и особенно восточная составляющие с высотой возрастают.

По данным Рида [210], максимум амплитуды (в среднем 20 м/сек) отмечается на экваторе примерно на уровне 30 мб. Ниже уровня 50 мб амплитуда резко уменьшается, и на уровне

100 мб заметен только след этого колебания. К северу и югу от экватора амплитуда почти симметрично убывает, и на 20° широты колебание становится неопределенным.

Наиболее типичная картина зонального ветрового режима в нижней экваториальной стратосфере представлена на рис. 9,

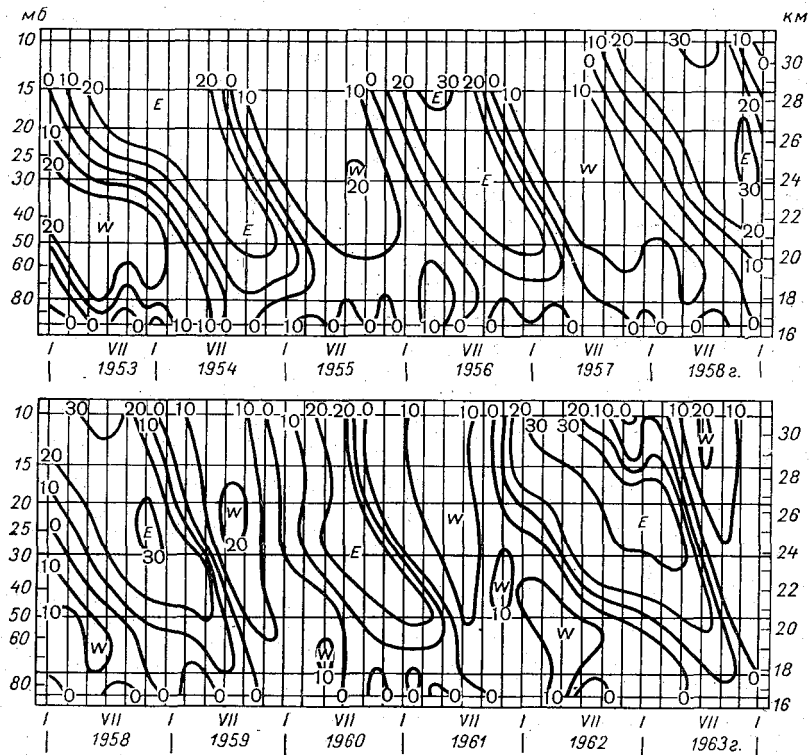


Рис. 9. Временной вертикальный разрез зональной составляющей ветра над о. Кантон (3° ю. ш.) с 1953 по 1963 г.

Усл. обозначения см. рис. 1.

заимствованном из работы [210]. На этом рисунке приведен вертикальный временной разрез средней месячной зональной составляющей ветра на о. Кантон. Разрез наглядно иллюстрирует многие из отмеченных выше особенностей циркуляции в нижней экваториальной стратосфере. Прежде всего он объясняет непосредственную причину описанного выше большого многообразия моделей и вариантов вертикального наложения воздушных потоков в низких широтах. Например, в январе 1954 г. западный ветер занимал слой между высотами 16 и 23 км, а выше, по крайней мере до высоты 28—30 км, наблюдался восточный ветер.

В августе 1954 г. восточный поток занимал почти всю нижнюю стратосферу (16—28 км), а в январе 1955 г. он сохранялся лишь в слое 18—22 км, т. е. примерно в том слое, в котором в январе 1954 г. наблюдался западный ветер.

Другая особенность, иллюстрируемая этим разрезом, заключается в том, что и западный, и восточный ветер в нижней стратосфере раньше всего возникает на верхних уровнях и затем постепенно распространяется вниз; это отчетливо видно по наклону нулевой изотопы, разделяющей ветры противоположных направлений. Рисунок 9 показывает также, что смена ветра на уровне 10—15 мб начинается примерно на 12—13 месяцев раньше, чем она наступает на уровне 80 мб. Отсюда легко заключить [32, 232], что скорость опускания этих ветров вниз составляет в среднем около 1 км в месяц. В то же время из рисунка следует, что продолжительность западных и восточных потоков вблизи экватора на различных уровнях неодинакова: часто продолжительность западных ветров с высотой уменьшается, а восточных — возрастает.

В. Р. Дубенцов [31], проэкстраполировав на более высокие уровни наблюдаемую в слое 80—10 мб среднюю скорость убывания западного ветра с высотой, пришел к выводу, что уже на высоте 40—42 км западный поток не должен обнаруживаться.

По данным, приведенным на рис. 9, можно построить интересные зависимости изменения с высотой продолжительности каждой составляющей в отдельности и циклов в целом (рис. 10). Хотя данных за десятилетний период недостаточно для окончательных выводов, тем не менее кривые на рис. 10 иллюстрируют зависимости, особенности которых по мере накопления материалов будут уточняться лишь в деталях.

Кривые на рис. 10 а показывают, что средняя продолжительность западной составляющей уменьшается от 15,3 месяца на высоте 20 км до 12 месяцев на высоте 30 км, в то время как продолжительность восточной составляющей возрастает от 10,5 месяца на высоте 20 км до 14,7 месяца на высоте 30 км. Кривые пересекаются на высоте 23 км, где продолжительность как западного, так и восточного ветра составляет около 13 месяцев. Это указывает на то, что в среднем лишь на этом уровне 26-месячный цикл является симметричным по отношению к обоим его составляющим. Как отмечалось выше, примерно на таком же уровне [210] наблюдается также максимум амплитуды этого колебания; выше и ниже цикл является асимметричным вследствие большей продолжительности восточной составляющей выше 23 км и западной — ниже 23 км.

По данным Дубенцова [31], средняя продолжительность восточной составляющей над о. Кантон возрастает с 9,8 месяца на поверхности 80 мб (18 км) до 15,3 месяца на поверхностях 15 и 10 мб, а западной, наоборот, уменьшается с 16,5 месяца на

поверхности 80 мб до 10,2 месяца на поверхности 15 мб, причем средняя продолжительность цикла на различных уровнях колеблется от 24,9 до 26,3 месяца.

Рисунок 10 б и табл. 16 иллюстрируют очень интересную особенность некоторой «парной противоположности» в продолжительности циклов на разных уровнях, отчетливо проявляющуюся

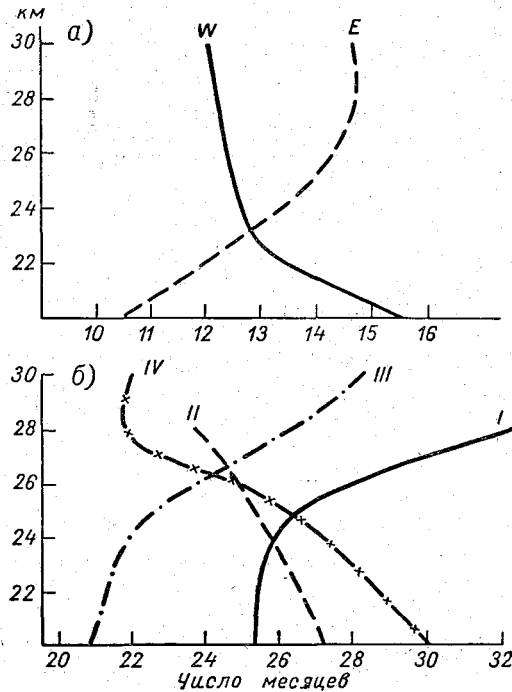


Рис. 10. Изменение с высотой продолжительности западных и восточных составляющих квазидвухлетнего цикла (а) и продолжительности разных циклов в целом (б) над о. Кантон (I, II, III IV — номера циклов).

в начальной и конечной фазах циклов. Так как каждый цикл начинается с появления западного или восточного ветра первоначально на более высоких уровнях, то за период с января 1953 г. до января 1964 г. можно считать, что цикл I с восточной составляющей начался на уровне 15 мб в начале 1953 г. (см. рис. 9). Как видно из данных табл. 16 и рис. 10, продолжительность всего этого цикла на высоте 28 км составила 32,5 месяца, а на высоте 20 км — 25,3 месяца. Продолжительность цикла II, наоборот, была наибольшей (27,3 месяца) уже на нижнем уровне и наименьшей (23,8 месяца) на верхнем.

Аналогичные явления наблюдались и в последующих циклах — III и IV. По данным табл. 16 и рис. 10 видно, что после длительного (короткого) цикла на этой же высоте (20 или 28 км) следует более короткий (более продолжительный) цикл. Такая закономерность проявляется независимо от начала отсчета циклов, о чем свидетельствуют соответствующие пересечения кривых на рис. 10. Кривая цикла I пересекается с кривой

Таблица 16

Продолжительность (число месяцев) циклов за 1953—1963 гг.  
над. о. Кантон

Высота, км	Цикл			
	I	II	III	IV
20	25,3	27,3	21	30,2
24	26,0	26,0	22,1	27,4
28	32,5	23,8	26,6	22,0

цикла II на высоте 24 км, и средняя продолжительность обоих циклов на данном уровне составляет 26 месяцев. Ниже этого уровня продолжительность цикла I была меньше продолжительности цикла II и среднего значения; выше этого уровня соотношение обратное. Если за начало отсчета взять не цикл I, а цикл II или III, то отмеченная «парная противофазность» также сохраняется.

В работе Рида [210] отмечается, что кратковременные и продолжительные циклы компенсируются, так что двойной цикл всегда расположен в интервале 50—52 месяца. Рисунок 10 показывает, что это положение действительно хорошо подтверждается для рассмотренных самых высоких и низких уровней. На промежуточных уровнях продолжительность двойного цикла может отличаться от 50—52 месяцев. Например, кривые циклов II и III, а также циклов III и IV, пересекаются уже не на высоте 24 км, как это отмечалось для кривых циклов I и II, а на высоте 26,5 км и суммарная продолжительность каждой пары на уровне пересечения кривых равна не 52 месяцам (циклы I и II на высоте 24 км), а 48—49 месяцам.

Проберт-Джонс [202] провел численный анализ зональных компонентов ветра на уровнях нижней стратосферы по данным трех тропических станций (о. Кантон, Аден и о. Вознесения) с целью выяснения периода, амплитуды и фазы квазидвухгодичного цикла. Для этой цели он применил метод отыскания наилучших соответствий данным синусоидальных колебаний с помощью вариации амплитуды и периода.

В работе [202] отмечается, что в колебаниях ветра нижней стратосферы имеется два предпочтительных периода — 27 и 22,5 месяца. Последний наблюдался в течение одного цикла или немного больше на поверхности 50 мб в январе 1959 г. — июне 1961 г. Комбинация этих двух периодов по данным за 7,5—8 лет на поверхности 50 мб над о. Кантон и на поверхности 60 мб над Аденом дает средний период 25,6 месяца. Колебание с таким средним периодом объясняет около 70% общих изменений средних месячных значений зонального ветра. Когда рассматриваемый интервал наблюдений сокращается до 56 месяцев, для которого имеются данные наблюдений по о. Кантон на уровнях от 80 до 30 мб, то 27-месячный период объясняет 92% общих изменений на поверхности 30 мб, 85% — на поверхности 60 мб, и только 48% — на поверхности 80 мб. Экстраполяция этих данных вверх и вниз показывает, что амплитуда колебаний убывает до нуля на экваториальной тропопаузе и возрастает до поверхности 30 мб — наивысшего уровня с достаточными данными наблюдений [202]. Анализ показал также, что, помимо основного колебания с периодом около 27 месяцев, почти на всех исследованных поверхностях над о. Кантон имеется гармоника этого колебания с периодом 12,8 месяца. Последний составляет точно половину основного колебания. Из аналитической закономерности вытекает, что скорость распространения колебания вниз обратно пропорциональна длине волны и поэтому гармоника продвигается с двойной скоростью по сравнению со скоростью основного колебания.

Проберт-Джонс [202] нашел, что зарождение западных ветров происходит в слое между высотами 32 и 80 км на одном из трех уровней: 43, 61 и 79,5 км. Хотя указание о возможных уровнях зарождения колебания еще не объясняет действительных причин и источников такого колебания, этот вывод представляет значительный интерес, особенно в свете новых данных ракетных наблюдений в верхней экваториальной стратосфере, анализ которых приведен в главе IV. По мнению Проберта-Джонса, не исключена возможность того, что оба колебания составляют соответственно  $\frac{1}{5}$  и  $\frac{1}{6}$  от 11,2-летнего солнечного цикла.

#### **О природе и причинах квазидвухлетнего цикла зональных составляющих ветра в нижней экваториальной стратосфере**

В настоящее время нет общепризнанной теории, объясняющей причины появления западных ветров в нижней экваториальной стратосфере и квазидвухгодичного цикла их повторения. По этому вопросу существуют различные точки зрения и гипотезы. Одна из первых попыток объяснить спорадические по-



явления западных ветров в нижней экваториальной стратосфере принадлежит Флону [144], который связывал их возникновение с муссонными явлениями над Азией, т. е. с сезонной сменной предполагаемой ложбины низкого давления в стратосфере. Однако, как отмечалось выше, в ряде работ было показано, что появление западных ветров в экваториальной стратосфере носит глобальный характер и они могут наблюдаться в любом сезоне. В связи с этим муссонные явления не могут объяснить их возникновение. Тем более муссонными явлениями нельзя объяснить их опускание сверху вниз и циклический (а не сезонный) характер их повторения.

Пальмер [193] полагал, что появление западных ветров связано с некоторыми особенностями распределения температуры в нижней стратосфере. Область холода в слое 18—25 км над экватором нередко раздваивается, образуя по обе стороны от него самостоятельные очаги, расположенные симметрично относительно 2° с. ш. Появившийся благодаря этому слабый термический градиент от экватора к центрам этих очагов холода обуславливает западные ветры в нижней экваториальной стратосфере. По мнению Пальмера, причиной раздвоения области холода в слое 18—25 км над экватором служат нисходящие движения и сопровождающее их адиабатическое нагревание. К аналогичному выводу пришел также Леттау [173], считавший, что в области западных ветров Берсона имеется слабое нисходящее движение, поддерживающее западные ветры как геострофическое движение. Выше слоя западных ветров Берсона, по Пальмеру [193] и Леттау [173], восточные ветры Кракатао поддерживаются восходящими движениями.

Опираясь на качественный анализ модели меридиональной циркуляции, предложенной еще в 1950 г. в работе [151], и на выводы Келлога и Шиллинга [161] о роли озона в сезонном (от зимы к лету) обращении стратосферного ветра с западного на восточный, Пальмер [193] предложил также модель циркуляции до высоты 60 км над тропиками. Эта модель в вертикальной плоскости напоминает трехячеистую модель Гадлея для горизонтальной циркуляции. Нижние тропосферные и верхние стратосферные восточные ветры являются по этой модели следствием «прямых ячеек» циркуляции, в которых у экватора отмечаются восходящие движения, а меридиональный компонент направлен к экватору в нижних слоях и от экватора — в верхних. Западные ветры Берсона являются следствием «обратной ячейки», возникающей в результате появления «слоя перемешивания» между двумя аналогичными «прямыми ячейками», расположенными по вертикали. «Обратная ячейка» характеризуется нисходящими движениями, и меридиональный компонент в ней направлен к экватору в верхней ее части и от экватора — в нижней.

Модель Пальмера не объясняет всех отмеченных выше особенностей стратосферной циркуляции над экватором. В частности, она не объясняет причин постепенного опускания западных ветров из более высоких слоев и циклический характер их чередования с восточными ветрами, предполагая постоянный характер системы западных ветров Берсона и восточных ветров Кракатао. Однако вывод Пальмера, что западные ветры связаны с повышением температуры, а восточные — с понижением ее в экваториальной стратосфере, хорошо согласуется с более поздними исследованиями этого явления ([207] и др.).

В отличие от рассмотренной точки зрения, в работе [201] высказывается мнение, что над самым экватором нет геострофического равновесия и поэтому ветры здесь нельзя рассматривать как результат проявления геострофичности или квазигеострофичности, которые отмечаются в нескольких градусах от экватора. Однако Рид [206, 207], как и Пальмер [193], считает, что в экваториальной области ветер может быть геострофическим, ибо градиент давления здесь лишь стремится к нулю.

Рид [208] вычислил амплитуду температуры и разность фаз, которые хорошо совпали с результатами обработанных Варьярдом и Эбдоном [229] фактических данных. Он пришел к заключению, что зональные течения в экваториальной стратосфере находятся в приближенном геострофическом равновесии и что западный ветер обуславливается не вертикальными движениями, а горизонтальным переносом.

Варьярд и Эбдон [230] указывает на возможность влияния здесь нескольких причин, к которым относятся: 1) внутренний механизм взаимодействия, связанный с влиянием подстилающей поверхности (температура воды, льда и т. д.), 2) естественное колебание внутри атмосферы, подобное приливам, 3) внешние воздействия, например колебания солнечной активности.

О возможности существования внутреннего механизма может свидетельствовать наличие близкой по длительности цикличности изменения ряда метеорологических элементов. Например, А. И. Воейков еще в 1891 г. по материалам наблюдений в XIX столетии обнаружил двухлетнюю цикличность в повторении холодных зим на территории Европейской России, а Т. В. Покровская [74] показала, что двухлетняя цикличность в распределении температуры обнаруживается и в нашем столетии. Ландсберг [171] полагает, что причину следует искать в сфере земных влияний, возможно, в прецессиальном движении и ритмическом смещении субтропических областей высокого давления. Н. А. Зайцева и Р. Ф. Усманов [34] высказали мысль, что 26-месячные колебания ветра могут быть обусловлены долгопериодными и скачкообразными изменениями скорости вращения Земли.

К теориям, в которых рассматриваются возможные земные причины возникновения 26-месячного цикла зональных составляющих ветра, можно также отнести те теории, которые объясняют это явление собственными колебаниями атмосферы, субгармоническим резонансом нелинейных колебаний атмосферы и явлением биения [209]. В частности, явление биения было обнаружено при экспериментальном исследовании конвекции во вращающейся жидкости между двумя концентрическими цилиндрами; заключается оно в том, что вызывает циклические изменения зонального потока с периодом, большим, чем период вращения. Теория Рида [209], в основу которой положено явление биения, вызвала серьезные возражения, так как 26-месячная цикличность лучше всего выражена в экваториальной зоне, где сила Кориолиса уменьшается и стремится к нулю, а явление биения возникает при однородных скоростях вращения и характеризует циркуляцию в средних и высоких широтах.

В 1961 г. [211] было высказано предположение, что распространение вниз слоя обращения ветра представляет собой волновое движение без переноса массы. В 1963 г. эта мысль получила развитие в теории Стейли [220], согласно которой колебание зональной составляющей ветра в экваториальной стратосфере представляет собой вынужденное волновое геострофическое движение, возникающее вследствие распространения вниз тепла. Источником последнего является ультрафиолетовая солнечная радиация с периодом около 26 месяцев, которая воздействует на слой озона. О величине колебания ультрафиолетового излучения нет прямых данных, но косвенно об этом можно судить по колебаниям содержания озона в атмосфере. Хотя эта теория и подвергалась критике, в работе [44] показано, что новые наблюдения в верхней экваториальной стратосфере указывают на реальность именно подобного механизма.

Некоторое время не было никаких указаний о возможной связи между циклическими процессами экваториальной зоны и внетропических широт. Если в экваториальной зоне квазидвухлетние колебания наблюдаются в нижней стратосфере, то во внетропической зоне они отмечены в ходе приземных метеорологических элементов. Однако за последние несколько лет было показано, что и в стратосфере внетропических широт также имеют место квазидвухлетние колебания. Функ и Гарнхем [147] выявили двухгодичную периодичность в колебаниях озона над Австралией. В работе [42] показано, что имеется квазидвухлетняя цикличность в интенсивности зональной циркуляции (в изменениях индекса  $I_3$  [39] как в нижней стратосфере (на уровне 10 мб), так и в тропосфере (на уровне 500 мб) северного полушария, причем для весенних месяцев эти колебания в стратосфере и тропосфере имели обратный знак.

В работах Дубенцова, Унуковой [31, 32] и Кристера [166] было показано, что на широтах  $60-70^\circ$  существует двухлетний цикл колебаний интенсивности зональной составляющей ветра (через каждые два года в январе или феврале на поверхностях 50 и 30 мб отмечается резкое ослабление западной составляющей ветра). В работах Х. П. Погосяна и А. А. Павловской [71], Г. Г. Громовой и В. И. Князевой [19], автора [42] обнаружена квазидвухлетняя цикличность в характере и сроках образования стратосферных циклонов и антициклонов. Природа этих колебаний и характер их взаимосвязи выяснены пока недостаточно. В последней главе этой книги будет показано, что эти явления, как и некоторые другие во внетропической стратосфере, тесно связаны с многоциклическими колебаниями в экваториальной стратосфере и мезосфере. Что касается связи квазидвухлетних колебаний в стратосфере и тропосфере, то пока не найдены достаточно убедительные объяснения ее природы. Ввиду того что эти колебания по амплитуде меньше в тропосфере, чем в стратосфере, можно лишь предположить, что определяющими являются стратосферные колебания, а не наоборот. В пользу этого вывода говорят также упоминавшиеся выше данные о затухании наиболее четко выраженного квазидвухлетнего колебания зональных составляющих ветра в экваториальной стратосфере на уровне тропопаузы и об увеличении его амплитуды с высотой.

Е. М. Добрышман [26] показал, что еще ниже (на уровне 500 мб) дисперсия поля давления в 3—3,5 раза меньше, чем на уровне 100 мб.

Возможность естественного колебания внутри атмосферы (второй механизм [230]) остается лишь предположением, поскольку пока нет явных доказательств существования такого механизма.

Совсем недавно В. С. Пурганский [75] на основе решения системы уравнений гидродинамики применительно к узкой приэкваториальной области показал, что при малых значениях амплитуды вертикального градиента температуры, изменяющегося с периодом 12 месяцев, возникают колебания с двойным периодом (т. е. 24 месяца). При удалении от экватора амплитуда температуры и, следовательно, вертикальный градиент будут увеличиваться, что должно привести к получению решений с другим периодом. Эти интересные выводы все же указывают на возможность появления (при наличии определенной периодичности в изменениях вертикального градиента температуры) колебания с удвоенной продолжительностью исходного периода, а не циклического колебания, продолжительность которого лишь в среднем близка к 26 месяцам.

Наиболее широко обсуждается третий механизм по Варьярду и Эбдону [230] — о внешнем источнике колебания. Таким источником чаще всего называется солнечная активность, так

как эффект ультрафиолетового излучения Солнца, связанного с группами солнечных пятен, больше всего должен проявляться в высоких слоях низких широт. Наиболее вескими доводами в пользу этого предположения служат упоминавшиеся выше выводы об увеличении амплитуды квазидвухгодичного колебания с высотой и вывод Проберта-Джонса [202] о том, что источник зарождения этих колебаний находится в слое 32—80 км.

Аналогичное мнение о внеземном источнике циклических колебаний ветра в экваториальной стратосфере, как уже упоминалось, высказывалось в работе Стейли [220]. На основании предположения о существовании 26-месячного цикла колебаний интенсивности солнечной ультрафиолетовой радиации он теоретически показал, что такое колебание должно обусловить температурное колебание наблюдаемой амплитуды. Распространяясь вниз путем диффузии, такая температурная волна вызывает также соответствующее колебание зональной составляющей ветра.

В связи с предположениями о внеземном источнике 26-месячного цикла, а также в связи с тем, что всякие изменения интенсивности ультрафиолетовой радиации, обусловленные солнечной активностью, должны иметь наибольший эффект около экватора и на высоких уровнях, Шапиро и Ворд [216] провели исследование изменения спектра месячных относительных чисел солнечных пятен. В результате этого анализа они обнаружили слабый пик в спектре солнечных пятен с периодом около 25 месяцев. Этот пик проявлялся как при рассмотрении 200-летнего ряда относительных чисел солнечных пятен, так и при разделении его на половины и четверти, что, по мнению авторов, служит основанием для утверждения о реальности его существования. Дуглас [132] еще в 1936 г. нашел, что цикл солнечных пятен равен 2,2 года, а Клаф [124] в 1924 г. нашел, что цикл изменений средней широты пятен и магнитных характеристик равен 2,3 года. Однако в работе [216] указывается на трудности, связанные с объяснением отсутствия аналогичного проявления в экваториальной стратосфере более заметного 11-летнего цикла солнечной активности.

Рид [208] также придерживается мнения, что наибольшего внимания заслуживает гипотеза о внеземном источнике 26-месячного колебания зональных составляющих ветра в экваториальной стратосфере. Ю. Д. Калинин [38] установил, что вариации земного магнитного поля имеют период от 24 до 32 месяцев, что подкрепляет мнение Рида.

Л. А. Вительс [10] считает, что если двухлетние колебания солнечной активности и существуют, то амплитуда этих колебаний слишком мала, чтобы исчерпывающим образом объяснить двухлетнюю цикличность процессов в земной атмосфере. Не

исключая какой-то доли участия в формировании квазидвухлетнего цикла в атмосфере возможных слабых проявлений аналогичного цикла в солнечной активности, он выдвигает в то же время другую гипотезу его происхождения. Согласно этой гипотезе [10], основная причина квазидвухлетней цикличности в атмосфере заключается в сложении двух периодических колебаний: 1) периода осевого вращения Солнца и 2) синодического периода вращения Луны. Первый из них обуславливает смещение активных долгот Солнца относительно Земли, второй — смену лунных фаз. Хотя длительность первого периода немного колеблется вследствие неравномерного вращения различных широт Солнца и собственного движения активных областей на нем, в среднем она равна 27,3 суток. Длина второго периода составляет 29,5 суток.

Повторение аналогичных условий, т. е. прохождение через центральный меридиан Солнца определенной активной долготы при том же взаиморасположении Земли, Солнца и Луны (в той же фазе), наступает через  $27,3 \times 29,5 = 805,35$  суток (2,205 года, или 26,5 месяца). Этот интервал очень близок к средней длительности квазидвухгодичного атмосферного цикла, установленного Ландсбергом [171].

Указанная цикличность в земных условиях должна проявляться лучше всего там, где сильнее сказывается влияние Солнца и Луны (т. е. именно в низких широтах) и где этому благоприятствует весь комплекс физико-географических компонентов, в том числе циркуляционных [10]. Последний вывод приобретает особый интерес в связи с новыми данными ракетных наблюдений, проведенных в стратосфере и мезосфере экваториальной зоны. Эти новые данные показывают наличие таких циркуляционных условий именно в экваториальной зоне. В работе [44] показано, что квазидвухлетний цикл в зональных составляющих ветра имеет место лишь в нижней экваториальной стратосфере (от тропопаузы примерно до высоты 30—35 км), а в верхней экваториальной стратосфере наблюдается 6-месячная цикличность, которая и является источником квазидвухлетнего цикла. При этом квазидвухлетняя цикличность внеземных явлений служит в качестве дополнительного импульса, обеспечивающего механизм взаимосвязи 6-месячного и квазидвухлетнего циклов в верхней и нижней экваториальной стратосфере соответственно. (Более подробно этот вопрос рассмотрен в главе IV.)

Гипотеза Вительса также связана с влиянием внеземного источника — солнечной активности при определенном сочетании положений Солнца, Луны и Земли. Однако для проявления этого влияния не обязательно наличие периодичности (тем более значимой) или цикличности того же порядка (квазидвухгодичной), что и в земной атмосфере. Несмотря на очень малую

амплитуду квазидвухгодичного цикла солнечной активности, которую нашли Шапиро и Ворд [216], в совокупности с механизмом, указанным в гипотезе Вительса, их совместное проявление может оказаться значительно более существенным, чем проявление одного лишь слабого квазидвухгодичного цикла. К сожалению, физический механизм воздействия обоих космических факторов, принятых в этой гипотезе, остается пока нераскрытым.

При изучении особенностей проявления в земных условиях различной цикличности необходимо учитывать, как указывает Покровская [74], другие характеристики (сезонные, годовые и т. д.) изменений изучаемого элемента, на которые циклические колебания лишь накладываются. Особенно это относится к 26-месячному циклу, повторные влияния которого ввиду его отличия от точного двухгодичного периода приходятся на разные сезоны. Поэтому проявление этого квазидвухгодичного цикла в метеорологических элементах и процессах, имеющих хорошо выраженный годовой ход, может сильно меняться от цикла к циклу. В этом легко убедиться даже при рассмотрении сезонных особенностей 26-месячного цикла в нижней экваториальной стратосфере, где он особенно заметен.

### ГЛАВА III

## СЕЗОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИКЛИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ В НИЖНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ

### Сезонные особенности циклических колебаний в нижней экваториальной и тропической стратосфере

С установлением 26-месячной циклическости зональной составляющей ветра в экваториальной нижней стратосфере возник вопрос о границах его распространения, о наличии или отсутствии аналогичных колебаний в значениях других метеорологических элементов и т. д. Эти вопросы освещены в последние годы в ряде работ. Вариард и Эбдон [229], исследовавшие температурный режим в тропосфере и нижней стратосфере, обнаружили в экваториальной зоне также 26-месячное колебание температуры.

На рис. 11 приведены изменения зональных компонентов ветра и температуры за 1954—1958 гг. над о. Кантон на пяти уровнях нижней стратосферы [229]. Графики показывают, что западные ветры связаны с повышением, а восточные — с понижением температуры в экваториальной стратосфере. Наиболее отчетливо это выражено на уровнях 50 и 60 мб. Фаза колебания температуры опережает фазу ветра на 7 месяцев на уровне 30 мб и на 1—2 месяца — на уровне 80 мб [229]. Аналогичная картина наблюдается и над о. Вознесения ( $7^{\circ}49'$  ю. ш.,  $14^{\circ}$  з. д.) в Атлантическом океане [136].

Энджел и Корсговер [109] также нашли, что максимум температуры на поверхности 100 мб обычно совпадает с максимумом западных ветров, а на поверхностях 50—30 мб максимум температуры отмечается на 2—3 месяца раньше, чем максимум ветра. Существует хорошая обратная связь между высотой тропопаузы и температурой в нижней стратосфере [168]. Поэтому естественно ожидать, что и в колебаниях высоты тропопаузы над экваториальной зоной должен наблюдаться 26-месячный цикл.



В другой работе Энджела и Корсговера [110] приведены 12-месячные скользящие значения средней месячной температуры на уровнях 50 и 80 мб и средней месячной высоты тропопauses над о. Кантон за 1958—1962 гг., которые имеют хорошо

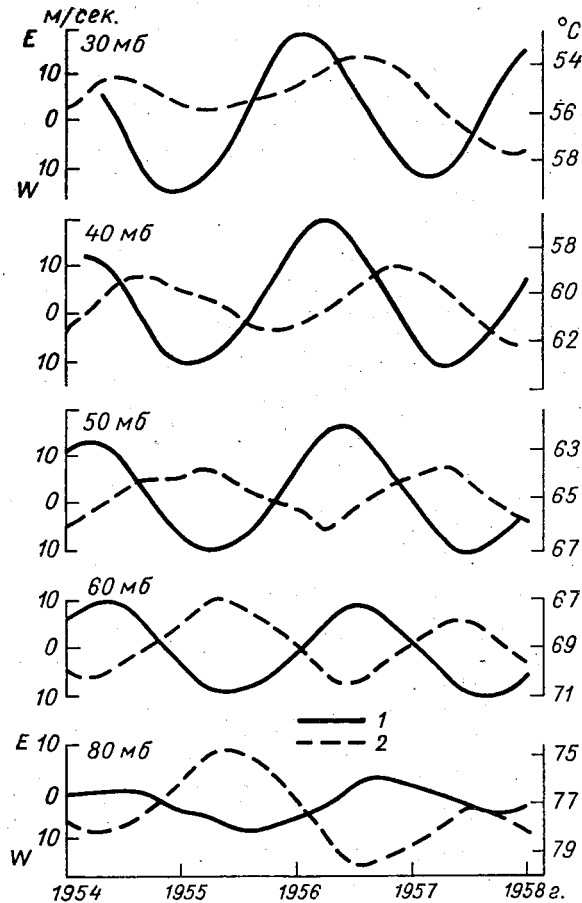


Рис. 11. Изменения скользящих средних годовых значений зональных составляющих ветра (1) и температуры (2) над о. Кантон.

согласованный ход. Характерно, что высоты тропопauses больше совпадают по фазе с температурой на уровне 80 мб, чем на уровне 50 мб, что объясняется более близким положением уровня 80 мб к среднему уровню (100 мб) экваториальной тропопauses. Там же приведен график хода за 1957—1962 гг. сглаженных (12-месячных скользящих) средних месячных значений

общего количества озона в Кодайканеле ( $10^\circ$  с. ш.) и температуры на уровнях 50 и 100 мб над Эниветком ( $11^\circ$  с. ш.), которые показывают, что в экваториальной зоне квазидвухлетние колебания температуры и озона также почти полностью совпадают по фазе.

Рид [210] приводит диаграмму, по которой видно, что амплитуда 26-месячного колебания температуры около  $2^\circ$  наблюдается на экваторе с высоты 23—24 км и до верхней границы исследованного слоя, т. е. до 30—31 км. От экватора по направлению к северу амплитуда этих колебаний уменьшается и достигает минимума  $0,5^\circ$  на  $15^\circ$  с. ш. Севернее амплитуда вновь начинает расти и достигает  $1^\circ$  и больше в слое 25—30 км над субтропиками.

Колебание температуры, как и зональной составляющей ветра, также распространяется сверху вниз, но с несколько меньшей фазовой скоростью, чем зональный ветер. Характерно, что на  $15^\circ$  с. ш., где амплитуда 26-месячного колебания достигает минимума, происходит также обращение фазы на  $180^\circ$ , т. е. режим повышенных температур вблизи экватора сопровождается режимом пониженных температур в субтропиках, и наоборот.

В работе [210] приведен интересный анализ временной связи между температурными и ветровыми колебаниями на уровнях 20, 30, 50 и 80 мб. Для этой цели проведено сравнение графиков изменения во времени (в 26-месячном масштабе) разностей между температурами на станции о. Кантон ( $3^\circ$  ю. ш.) и на пяти субтропических станциях (средняя широта их  $27^\circ$  с. ш.), с одной стороны, и графиков временного изменения зональной составляющей ветра на станции Бальбоа ( $8^\circ$  с. ш.), характеризующей среднее колебание в этой зоне, с другой стороны. Анализ этих графиков показал, что на более высоких уровнях (20 и 30 мб) температурное колебание предшествует ветровому колебанию почти на  $\frac{1}{4}$  цикла. Так как оба колебания распространяются сверху вниз, а ветровое колебание распространяется вниз быстрее, чем температурное (которое наступает раньше), то на более низких уровнях достигается совпадение фазы обоих колебаний. Графики показывают, что при повышенных температурах на экваторе (сопровождающихся пониженными температурами в субтропиках) наблюдаются западные ветры, а при обратном распределении — восточные.

В рассматриваемых случаях в качестве характеристик температуры использованы, по существу, градиенты температуры (разность температуры на  $3^\circ$  ю. ш. и в среднем на  $27^\circ$  с. ш.), поэтому полученные результаты подтверждают вывод, что с положительными градиентами температуры в тропической зоне связаны западные ветры, а с отрицательными — восточные. Из сказанного следует также, что в указанной зоне сохраняется

соотношение для термического ветра; это было показано также теоретически [206].

В. Р. Дубенцов и А. А. Унукова [32] обработали аэрологические наблюдения ряда станций, расположенных на разных широтах Тихого океана, с целью выяснения вопроса о том, как далеко к северу обнаруживается двухлетняя цикличность с чередованием зональных составляющих ветра. Для этих станций они подсчитали средние месячные значения зональной составляющей результирующего ветра и среднюю месячную температуру на поверхностях 150, 100, 80, 50, 30, 20, 15 и 10 мб.

На основе анализа этих данных Дубенцов и Унукова пришли к выводу, что квазидвухлетняя цикличность четко выражена вблизи экватора и до  $7^\circ$  с. ш. Уже на  $7^\circ$  с. ш. на двухлетний цикл накладывается слабое влияние годового цикла, которое на  $13^\circ$  с. ш. становится весьма значительным. В зоне от 15 до  $30^\circ$  с. ш. двухлетний цикл постепенно затухает, а годичный цикл становится основным. На  $25^\circ$  с. ш. (Маркус) влияние двухлетнего цикла очень слабое, оно обнаруживается только в небольших колебаниях величины зональных составляющих ветра.

По выводам из работы [32] в средних ( $30-55^\circ$  с. ш.) и высоких широтах не удалось обнаружить проявление двухлетней цикличности зональных составляющих ветра. Лишь в зимние месяцы в зоне  $60-70^\circ$  с. ш., как уже отмечалось, обнаруживаются колебания величины западной составляющей, а именно через каждые два года в январе или феврале отмечается резкое ее ослабление. В работах [32, 109] установлено, что в периоды с западной составляющей ветра в нижней экваториальной стратосфере температура выше, чем в периоды с восточной составляющей. На рис. 12 приведены характеристики изменения средних месячных значений зональной составляющей ветра и амплитуды годового и 26-месячного циклов на уровнях 50 и 25 мб в зависимости от широты [212]. Графики показывают, что максимальные значения восточной составляющей ветра на обоих уровнях отмечаются между  $10$  и  $15^\circ$  с. ш., причем на уровне 25 мб значения их больше, чем на уровне 50 мб. К северу и к югу эти значения убывают, но даже над экватором в среднем преобладает слабый восточный перенос.

В главе I отмечалось, что восточные ветры в экваториальной стратосфере часто бывают значительной силы, в то время как западные — в основном слабые, поэтому при климатическом осреднении вектора ветра они исчезают. Это нашло отражение и на кривых изменения зональной составляющей ветра с широтой (рис. 12). По этой причине не обнаруживался и квазидвухлетний цикл по климатическим данным. Кривые изменения амплитуды с широтой для годового и 26-месячного цикла имеют

противоположный ход (рис. 12). На экваторе амплитуда годового цикла на обоих уровнях равна нулю, а амплитуда 26-месячного цикла достигает здесь максимума, причем более высокого на верхнем уровне (25 мб). По обе стороны от экватора амплитуда годового цикла возрастает, а 26-месячного — убывает, достигая на обоих уровнях минимальных значений в зоне 25—30° с. ш.

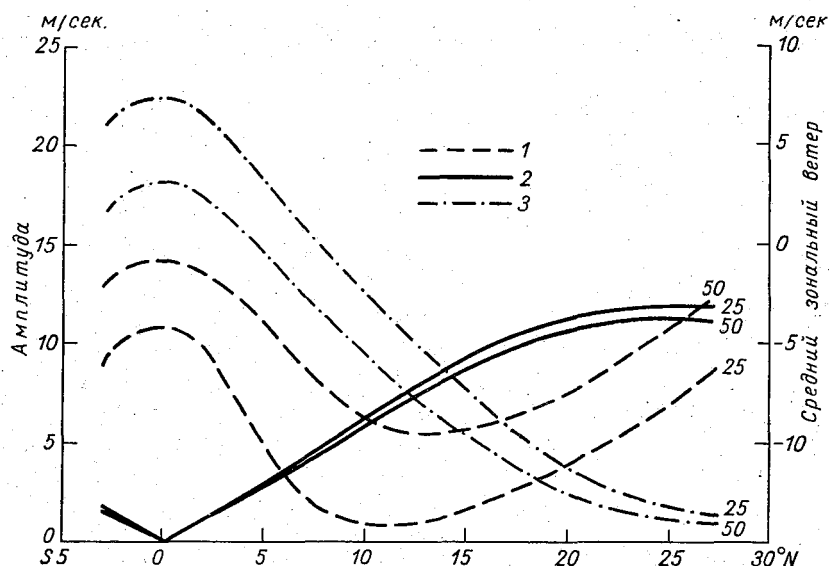


Рис. 12. Средний зональный ветер (1) и амплитуда годового (2) и 26-месячного циклов (3) на уровнях 50 и 25 мб. Отрицательные значения скорости — восточный ветер, положительные — западный.

Приведенные данные показывают, что эволюция многих циркуляционных характеристик в экваториальной стратосфере связана не с годовым, а с 26-месячным циклом. Например, в главе I отмечалось, что в экваториальной зоне встречаются как восточные, так и западные струйные течения, которые могут наблюдаться в тропосфере и в стратосфере. Так как в экваториальной стратосфере амплитуда годового цикла минимальная, а 26-месячного максимальная, то можно ожидать, что эволюция этих струйных течений должна быть связана с эволюцией 26-месячного цикла, а не годового. В частности, в периоды перехода от восточного к западному переносу в экваториальной стратосфере (в последнее время это отмечалось в нечетные годы, например в весенне-летние месяцы 1965 г.) появляющаяся западная стратосферная струя располагается в самых высоких слоях радиозондирования, т. е. на высоте 35—40 км или более

(рис. 13). Под ней в средней или нижней стратосфере, в данном случае в слое 25—30 км, располагается восточная струя.

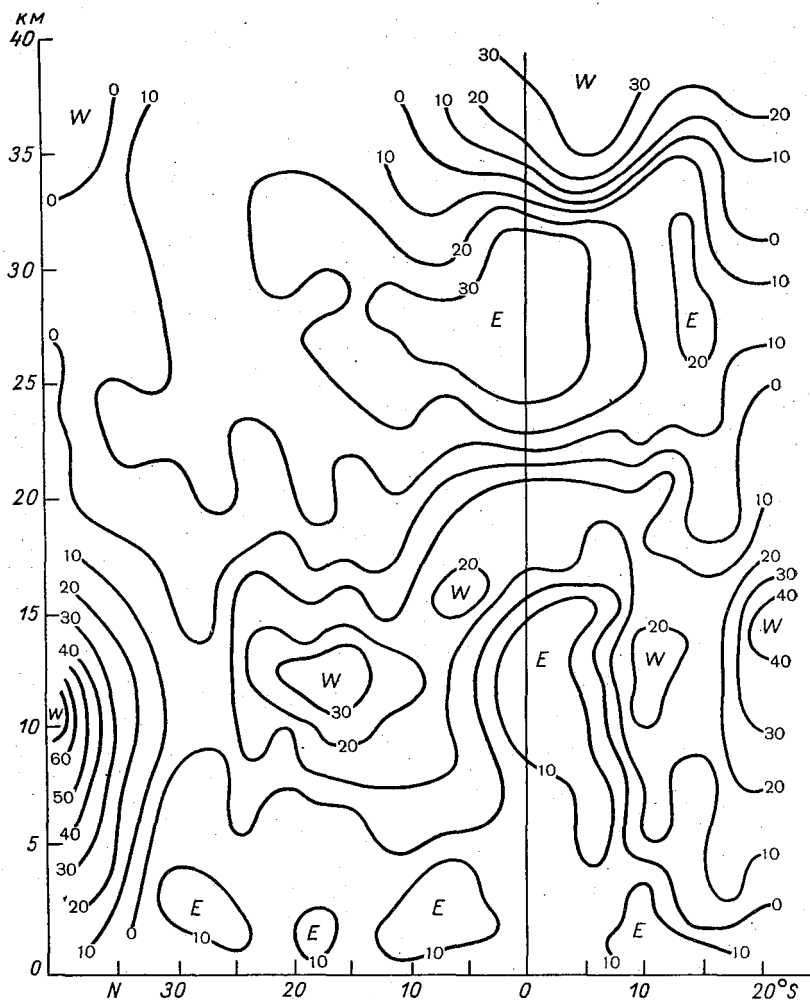


Рис. 13. Пространственно-временной меридиональный разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над Тихим океаном за май—июнь 1965 г. Усл. обозначения см. рис. 1.

Наличие этих струйных течений обусловлено не сезонными особенностями циркуляции в нижней стратосфере, а развитием 26-месячного цикла. По мере распространения вниз западных течений слой с восточным потоком также опускается, а вместе с ним опускается и ось струйного течения. В 1963 г. (см. рис. 4)

западный перенос в нижней стратосфере по 26-месячному циклу проник уже над экватором до высоты 27 км, а восточная циркуляция со струйными течениями до 40 м/сек опустилась в слой 20—25 км, хотя сезонные условия в том и другом случае примерно одни и те же.

В процессе дальнейшей эволюции 26-месячного цикла восточные течения постепенно вытесняются в еще более низкие слои и на их месте может появиться стратосферное западное струйное течение, а над ним — новое восточное. На рис. 7 стратосферное западное струйное течение находится вблизи экватора в слое 26—28 км. Хотя рис. 7 характеризует зимние условия, наличие этого струйного течения не связано с сезонными особенностями циркуляции в нижней экваториальной стратосфере, так как в таком же зимнем сезоне, но относящемся к другой фазе 26-месячного цикла (см. рис. 1), как уже отмечалось ранее, располагалось стратосферное восточное струйное течение. Все это показывает, что эволюция зональных составляющих ветра по вертикали в нижней экваториальной стратосфере зависит от квазидвухлетнего цикла, а не от годового, т. е. не от сезонных особенностей циркуляции.

Построенные автором по данным экспедиционных наблюдений на исследовательских судах «А. И. Воейков» и «Ю. М. Шокальский» вертикальные пространственно-временные меридиональные разрезы показывают, что в горизонтальном направлении пространственные характеристики 26-месячного цикла существенно зависят от сезона. Если разрез на рис. 1 характеризует развитие восточной циркуляции в зимней нижней экваториальной стратосфере, то на рис. 14 приведен аналогичный разрез для лета (северного полушария) того же года, т. е. когда зональная составляющая ветра здесь находилась еще в той же фазе. Сходство обоих разрезов во многих чертах также подтверждает, что в характеристиках вертикальной структуры зональных потоков в нижней экваториальной стратосфере доминирующая роль принадлежит фазе квазидвухлетнего цикла, а не годовому циклу.

Детальный анализ разрезов позволяет обнаружить и определенные различия, обусловленные сезонными особенностями. От зимы 1961/62 г. (см. рис. 1) к лету 1962 г. (рис. 14) в тропосфере северного полушария субтропическое струйное течение сместилось из зоны 20—25° с. ш., как обычно, в более северные широты (35—40° с. ш.) и ослабело (с 60 до 50 м/сек). Основная ветвь стратосферного восточного струйного течения также сместилась с экватора в более северные районы, но при этом скорость ветра возросла с 40 до 50 м/сек. Основное же различие, однако, заключается в другом.

На зимнем разрезе (рис. 1) стратосферные восточные потоки над экватором и в тропических широтах северного полушария

(15—30° с. ш.) являются периферией восточных стратосферных ветров южного (летнего в это время года) полушария. Они распространяются на всю охваченную разрезом зону до 40° ю. ш. В отличие от этого, второй очаг слабых восточных стратосферных ветров севернее 20° с. ш., как уже отмечалось ранее, обус-

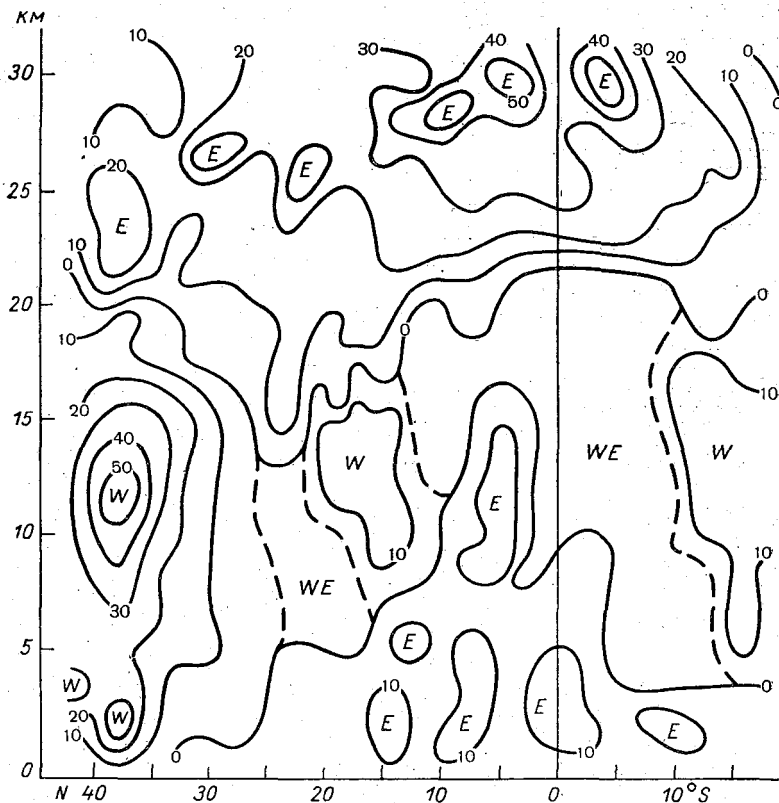


Рис. 14. Пространственно-временной меридиональный разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над Тихим океаном за июнь—август 1962 г.

Усл. обозначения см. рис. 1.

ловлен северотихоокеанским зимним стратосферным антициклоном. При его отсутствии или на других долготах восточные ветры в тропической стратосфере зимнего северного полушария сменяются в более высоких широтах западными ветрами.

На разрезе за июнь—август 1962 г. (рис. 14) горизонтальная структура стратосферных течений характеризуется противоположными чертами. Здесь вся нижняя стратосфера северного (летнего) полушария занята восточными ветрами, которые распространяются и в тропические (до 18—20° ю. ш.) широты

южного (в данном случае зимнего) полушария. К югу от 18—20° с. ш. они сменяются западными стратосферными ветрами зимнего южного полушария. Таким образом, в периоды, когда в нижней экваториальной стратосфере по 26-месячному циклу отмечаются восточные ветры, они имеют наибольшее по широте распространение в стратосфере теплого полушария и меньшее — в стратосфере холодного полушария. В переходные сезоны должно наблюдаться сокращение зоны восточных ветров в охлаждающемся осеннем полушарии и расширение ее в нагревающимся весеннем полушарии.

Противоположное сезонное влияние проявляется в характеристиках горизонтального распространения западных ветров в период их появления в экваториальной стратосфере по 26-месячному циклу. Анализ зимнего меридионального разреза с западными ветрами в экваториальной стратосфере, приведенного на рис. 7, показывает, что в зимнем северном полушарии западные ветры распространяются до 20—22° с. ш., где дальнейшее их смыкание с западными ветрами циркумполярного стратосферного вихря ограничено восточными ветрами атлантического и северотихоокеанского стратосферных антициклонов, расположенных в этих случаях значительно севернее. В южном (в данном случае летнем) полушарии западные ветры распространяются лишь на зону 5—7° ю. ш., сменяясь южнее сезонными восточными ветрами летней стратосферы (см. рис. 7).

Почти такую же по смыслу картину, но обращенную относительно экватора на 180°, можно видеть на рис. 15, на котором представлен пространственно-временной меридиональный разрез для тех же районов Тихого океана, но за июнь—август 1961 г. При сравнении рис. 15 и 7 видно, что в тропосфере наблюдаются те же сезонные изменения, которые отмечались при сравнении зимнего и летнего разрезов 1962 г. (см. рис. 1 и 14), т. е. ослабление к лету тропосферной субтропической западной струи с 70 до 40 м/сек и смещение ее в более высокие широты. Нижняя стратосфера северного (летнего) полушария занята восточными ветрами, и лишь в зоне 5—8° с. ш. отмечаются западные экваториальные стратосферные ветры, нижняя граница которых над экватором опустилась с высоты 25 км на зимнем разрезе (см. рис. 7) до 18 км — на летнем (рис. 15). В то же время в южном (зимнем) полушарии западные ветры (до 30 м/сек на широте около 5° с. ш.) распространяются до южной границы разреза (15° ю. ш.). Можно полагать, что они часто объединяются с западными ветрами зимнего циркумполярного стратосферного циклона южного полушария.

На рис. 15 видно, что иногда западные ветры нижней стратосферы и верхней тропосферы объединяются в одну систему. Такое объединение временами наблюдается и непосредственно над экватором. Например, 27 июня 1961 г. при радиозондирова-



нии в точке  $0^\circ$  широты и  $180^\circ$  долготы восточный ветер отмечался лишь в нижнем слое, до высоты 7 км, а выше, до 30 км (верхняя граница радиозондирования), наблюдался западный и северо-западный ветер.

По аналогии с особенностями горизонтального распространения восточных экваториальных ветров в весеннем и осеннем

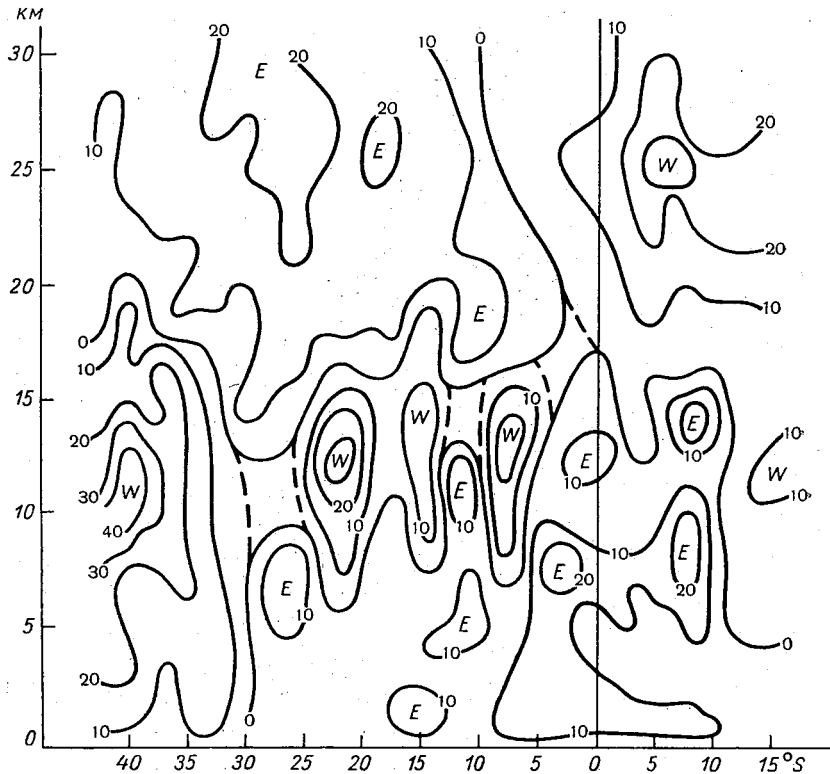


Рис. 15. Пространственно-временной меридиональный разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над Тихим океаном за июль—август 1961 г.  
Усл. обозначения см. рис. 1.

полушариях, в период западных ветров по 26-месячному циклу в весеннем и осеннем полушариях должен быть такой момент, когда эти западные стратосферные ветры занимают сравнительно симметричные зоны по обе стороны от экватора. Затем в нагреваемом (летнем) полушарии зона западных стратосферных ветров сужается к экватору, а в охлаждающемся (зимнем) полушарии расширяется от экватора. Эта сезонная особенность хорошо видна на весеннем разрезе за март—май 1961 г. Если зимой 1960/61 г. (см. рис. 7) нижняя граница экваториальных западных ветров была на высоте 25 км, а летом

1961 г. (рис. 15) на высоте 18 км, то весной 1961 г. (рис. 16) она занимала промежуточное положение (около 22—23 км). При этом, как видно на рис. 16, западные ветры значительной силы (до 20—30 м/сек) распространялись на довольно обширные широтные зоны обоих полушарий.

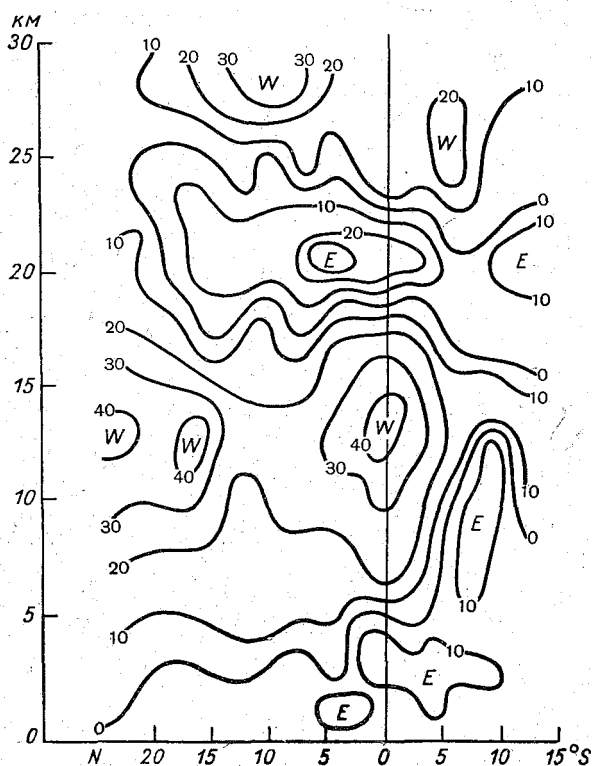


Рис. 16. Пространственно-временной меридиональный разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над Тихим океаном за март—май 1961 г. Усл. обозначения см. рис. 1.

Весенний разрез (рис. 16) примечателен еще и в других отношениях. Он фиксирует стадию, близкую к окончательной деградации по 26-месячному циклу восточных течений в нижней экваториальной стратосфере. Смещенные в самую нижнюю стратосферу, они занимают лишь небольшой слой, толщиной 3—7 км, который к лету (рис. 15) практически исчезает. Тем не менее весной вблизи экватора на высоте 20—22 км в нем обнаруживаются еще сильные (до 30 м/сек) восточные ветры. Эта область восточных ветров расположена почти точно там, где на рис. 1 (и на упоминавшемся разрезе из работы Пальмера [193])

расположено кольцо западных ветров Берсона. Наконец, выше и ниже этого слоя точно на экваторе (слой 10—15 км) или вблизи него (выше 28 км) расположены тропосферные и стратосферные западные экваториальные струйные течения, т. е. в слое около 30 км по вертикали отмечаются три чередующихся струи противоположных направлений.

Таким образом, приведенные материалы показывают, что сезонные влияния на эволюцию вертикального распределения зональных составляющих ветра в нижней (от 17—18 до 30—35 км) экваториальной стратосфере проявляются лишь в усилении к лету восточных ветров, наблюдаемых по 26-месячному циклу. Сезонные влияния на широтный характер проявления 26-месячного цикла сказываются более заметно, но по-разному при восточных и западных ветрах. При развитии по 26-месячному циклу восточной циркуляции в нижней экваториальной стратосфере в зимнем полушарии она распространяется на 15—20° от экватора, а в летнем полушарии сливается с основными восточными потоками летней стратосферы. В переходные сезоны широтная зона с восточными ветрами в нижней стратосфере сужается к экватору в осенне-зимнем (охлаждающемся) полушарии и расширяется от экватора в весенне-летнем (нагревающимся) полушарии, сливаясь в конце концов с восточным стратосферным потоком летнего полушария.

При развитии по 26-месячному циклу в нижней экваториальной стратосфере западных ветров последние в теплом полушарии распространяются от экватора всего лишь на 7—10°, а в холодном полушарии они часто сливаются с циркумполярными западными ветрами зимней стратосферы. В переходные сезоны широтная зона с западными ветрами в нижней стратосфере сужается к экватору в весенне-летнем (нагревающимся) полушарии и расширяется от экватора в осенне-зимнем (охлаждающемся) полушарии.

Интересные материалы, подтверждающие указанные выводы, приведены Бельмонтом и Дартом [179]. Они построили ряд карт среднего месячного зонального ветра в экваториальной зоне для уровня 50 мб с июля 1957 г. по декабрь 1960 г., а также временной разрез атмосферы (зональный ветер) вдоль 180° долготы за тот же период (рис. 17). Эти данные показывают, что составляющая квазидвухгодичной волны достаточно велика по сравнению с годовой волной в поясе от 10° с. ш. до 10 ю. ш., чтобы вызвать обращение циркуляции. По их мнению, поток в этом поясе был бы во все времена года восточным, если бы не существовало двухгодичной слагающей волны, которая имеет максимальную амплитуду в наиболее низких широтах и является постоянной вдоль широтного круга и симметричной относительно экватора. Авторы указывают, что эта волна обнаружена даже в полярных широтах и в нижней тропосфере, однако

только в экваториальной стратосфере ее амплитуда достаточно велика, чтобы вызвать обращение зонального ветра. Кроме того, на основании анализа карт средних месячных значений зональных составляющих ветра на уровне 50 мб отмечается, что последние образуют скорее не долготные, а широтные пояса, на которые накладываются некоторые искажающие влияния океана и суши, наиболее заметные восточнее и западнее Африки, над Юго-Восточной Азией и западной частью Тихого океана.

Разрез на рис. 17 показывает, что ширина зоны с западными ветрами, как и с восточными, сужается и расширяется до 40°

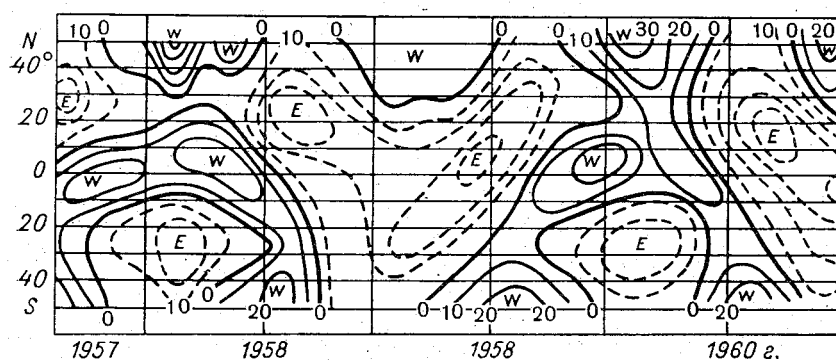


Рис. 17. Временной разрез атмосферы. Средние месячные зональные составляющие ветра на уровне 50 мб над центральной частью Тихого океана с июля 1957 г. по декабрь 1960 г.

к северу и югу от экватора поочередно в каждом полушарии. Этот разрез, хотя и построен лишь для самых нижних слоев стратосферы, подтверждает вывод, что в периоды с западными ветрами по 26-месячному циклу сужение зон ветра происходит в летнем полушарии при одновременном расширении их в зимнем. Например, в январе—марте 1958 г. в северном (зимнем) полушарии западные ветры (рис. 17) занимали зону до 20° с. ш., а в южном — всего до 10° ю. ш. В августе 1957 и 1958 гг., наоборот, в северном (летнем) полушарии они распространялись лишь до 3—5° с. ш., а в южном (зимнем) — по меньшей мере до 40° ю. ш. Аналогичные явления (с максимальным распространением западного ветра) наблюдались в северном полушарии в январе—марте 1960 г. и в южном полушарии в августе 1959 г. и в июне—июле 1960 г.

Рисунок 17 подтверждает также сделанный выше вывод о противоположных особенностях сезонного эффекта для восточных ветров в период их появления в экваториальной стратосфере по 26-месячному циклу. На поверхности 50 мб они отмечались в одном цикле с августа 1958 г. по сентябрь—октябрь

1959 г. и затем в другом цикле с июня—июля 1960 г. В обоих случаях максимальное их распространение от экватора наблюдалось в северном полушарии в июле—августе 1958, 1959 и 1960 гг. и в южном полушарии в конце 1958 и начале 1959 гг., а также в конце 1960 г., т. е. в течение летних сезонов каждого полушария. Наименьшее распространение их наблюдалось в зимние сезоны обоих полушарий. Характерно, что в рассматриваемых циклах восточные ветры раньше всего появлялись в более высоких широтах северного (весенне-летнего) полушария (апрель—май 1958 г. и май—июнь 1960 г.), а западные — в более высоких широтах южного (осенне-зимнего) полушария (апрель—май 1959 г.).

Рид и Роджерс [212], а также Энджел и Корсговер [110] установили, что колебание на широте  $30^\circ$  опережает по фазе колебание на экваторе примерно на шесть месяцев и что раньше всего (хотя и с очень малыми амплитудами) след этого колебания обнаруживается в зоне  $40-50^\circ$  с. ш. Приведенные выше материалы и выводы позволяют предположить, что это опережение в более высоких широтах колебания зональных составляющих ветра, распространяющегося одновременно также сверху вниз, является следствием сочетания хорошо выраженного квазидвухлетнего цикла в нижней стратосфере низких широт с отчетливыми сезонными изменениями по годовому циклу в более высоких широтах.

#### **Квазидвухлетняя цикличность и общая циркуляция в нижней стратосфере**

Приведенные в предыдущем разделе материалы показывают, что некоторые особенности квазидвухлетнего цикла зональных составляющих ветра в нижней экваториальной стратосфере (от  $17-18$  до  $30-35$  км) находятся в тесной зависимости от сезонных характеристик циркуляции в более высоких широтах. В то же время вопрос относительно места экваториальных стратосферных ветров и их колебаний, как и колебаний озона и температуры в низких широтах, в системе общей циркуляции изучен недостаточно.

Еще до открытия квазидвухлетнего колебания зонального ветра в нижней экваториальной стратосфере подобная цикличность была обнаружена в изменениях некоторых метеорологических [74] и циркуляционных характеристик внетропических широт. Вполне естественно, что открытие квазидвухлетнего цикла зональных ветров в экваториальной нижней стратосфере поставило вопросы о взаимосвязях между той и другой цикличностью, об их первопричинах и т. д. Чтобы хоть частично ответить на эти вопросы, необходимо прежде всего выяснить, какое место занимают колебания течений в экваториальной стратосфере в системе общей циркуляции атмосферы.

Одна из первых попыток выяснить этот вопрос принадлежит Пальмеру [193]. В 1960 г. Флон [146] привел четыре схематических меридиональных разреза атмосферы до высоты 25 км в тропической и субтропической зонах (от 35° с. ш. до 35° ю. ш.) для зимы и лета соответственно над океанической и континентальной поверхностями. Между собой они отличаются тем, что над океаническими районами в верхней экваториальной тропосфере преобладает неустойчивая полоса западных ветров и устойчивые пассатные ветры в нижней тропосфере, а над континентальными районами в верхней экваториальной тропосфере преобладают восточные ветры и в нижней тропосфере — западные, причем те и другие испытывают муссонные широтные смещения от зимы к лету (западные ветры смещаются из зимнего полушария). Аналогичные муссонные смещения испытывает узкое изолированное кольцо западных ветров Берсона в слое 20—25 км нижней экваториальной стратосферы.

Таким образом, по Флону [146] и Пальмеру [193], западные ветры нижней экваториальной стратосферы представляют собой узкое изолированное кольцо, постоянно существующее в слое 20—25 км. В действительности же, как показано в предыдущих разделах, западные ветры нижней экваториальной стратосферы не являются постоянными. Они испытывают эволюцию по вертикали в связи с наличием квазидвухлетнего цикла в экваториальной нижней стратосфере и эволюцию по горизонтали в связи с сезонным (муссонным) развитием процессов во внутропической стратосфере, что должно найти отражение на подобных схемах.

В работе [146] приведены также схемы взаимосвязи барических образований, линий тока и зональных профилей давления в экваториальной зоне для наиболее часто встречающихся ситуаций. Самыми простыми являются случаи, когда симметрично по обе стороны относительно экватора располагаются области высокого давления либо области низкого давления. В первом (наиболее часто встречающемся случае) профиль давления имеет вид ложбины с минимумом давления на экваторе и восточными ветрами по обе стороны от него. Во втором случае профиль давления имеет вид гребня с вершиной (т. е. максимумом давления) на экваторе и симметричными западными ветрами по обе стороны от него.

Третья схема связана с асимметричным полем давления относительно экватора, когда в тропической зоне одного полушария расположена область повышенного (пониженного) давления, а в тропической зоне другого полушария — область пониженного (повышенного) давления. Профиль давления при этой ситуации пересекает экватор в направлении от высокого давления к низкому с обращением зональной составляющей ветра от восточной в зоне с высоким давлением к западной

на некотором расстоянии от экватора в зоне с низким давлением. Аналогичная ситуация рассмотрена также Добрышманом [25, 26].

Наконец, четвертая ситуация заключается в том, что поле давления хотя и симметрично относительно экватора, но составляющие градиента давления как по меридиану, так и по параллели не равны нулю, вследствие того что в одних долготах по обе стороны от экватора симметрично располагаются области повышенного давления, а в смежных долготах — области пониженного давления. Вариантом этой схемы является случай, когда вместо симметричных относительно экватора областей пониженного давления последние сливаются в одну область с центром над экватором. При такой схеме профиль давления имеет вид пологой ложбины, касающейся своим основанием экватора, а зональные составляющие ветра в одной долготной полосе (с областями высокого давления) направлены к востоку и в другой (с областями низкого давления) — к западу.

Описанные модели, подтверждаемые фактическими картами циркуляции в тропической зоне обоих полушарий, могут наблюдаться не только в нижней, но и в верхней тропосфере. Некоторые из них (первая и вторая) могут наблюдаться и в стратосфере. Однако последние две схемы не могут существовать сколько-нибудь длительное время в стратосфере, так как при них в разных долготных полосах экваториальной зоны одновременно будут дуть ветры противоположных направлений, в то время как в ряде работ ([134, 229] и др.) показано, что западные или восточные ветры в нижней экваториальной стратосфере наступают на каждом уровне довольно согласованно во всех долготных поясах.

Последний вывод подтверждает также Л. И. Литвиненко [51], исследовавшая средние месячные характеристики зональных составляющих ветра за январь и июль 1958 и 1959 гг. В работе [51] приведены схемы воздушных течений для зоны между  $30^\circ$  с. ш. и  $30^\circ$  ю. ш., наблюдавшихся в течение указанных месяцев в верхней тропосфере (на уровне 200 мб) и нижней стратосфере (на уровне 50 мб). Если в верхней тропосфере в экваториальной зоне в январе и в июне 1958 и 1959 гг. в разных долготных зонах отмечались западные и восточные ветры, то уже в нижней стратосфере на уровне 50 мб в любой долготной полосе ветры в экваториальной зоне были либо западными (январь 1958 г.), либо восточными (январь 1959 г. и июль 1958 и 1959 гг.).

В работе [51] не приводятся схемы циркуляции, обусловившие указанное распределение потоков, однако отмечается, что западные ветры в нижней стратосфере связаны с развитием планетарного циклона зимой, а восточные — антициклона летом.

Такое объяснение сезонной смены ветра в нижней стратосфере справедливо для тропических широт, но неприменимо к экваториальной зоне, где, как показано выше, западные или восточные ветры в стратосфере сменяются не по годовому циклу, а по 26-месячному.

Вопрос о том, каким образом описанное в главах I и II вертикальное наложение противоположных потоков в экваториальной атмосфере и их циклические колебания связаны с общей циркуляцией атмосферы в глобальном масштабе, исследовался автором в работе [42].

В работах [28, 29, 31, 65, 66, 67, 76 и др.] показано, что в зимней нижней стратосфере умеренных и полярных широт господствующим является циркумполярный циклонический вихрь, а в тропиках господствуют антициклоны. Летом же в нижней стратосфере на всем полушарии преобладает циркумполярный антициклонический вихрь.

На основе учета указанных сезонных особенностей циркуляции в работе [42] предложены модели глобальных циркуляционных процессов в стратосфере, при которых в течение одного года (или около этого) в экваториальной зоне обоих полушарий господствует восточный перенос, а в течение другого — западный, несмотря на наличие сезонных изменений циркуляции. Они иллюстрируют циркуляционные процессы в глобальном масштабе, обеспечивающие сочетание квазидвухлетней цикличности зональных потоков в нижней экваториальной стратосфере и муссонную смену их во внетропических широтах. Модели для случаев с восточными ветрами в нижней экваториальной стратосфере приведены на рис. 18, а для случаев с западными ветрами — на рис. 19. Эти модели не относятся к какому-либо фиксированному уровню стратосферы, а в зависимости от фазы развития квазидвухлетнего цикла могут характеризовать разные уровни.

Ввиду того что особенности эволюции экваториальных стратосферных потоков в горизонтальной плоскости, как показано выше, тесно связаны с сезонными характеристиками циркуляции во внетропических широтах обоих полушарий, такие модели должны охватывать глобальную циркуляцию. Поэтому каждая из них отражает одновременно (при условии пренебрежения деталями) зимние (либо летние, весенние, осенние) характеристики циркуляции в северном полушарии и соответственно летние (либо зимние, осенние, весенние) характеристики в южном полушарии.

Так как в общих чертах в стратосфере обоих полушарий происходят муссонные смены циркуляции и ветра от лета к зиме и наоборот, то летняя или весенняя циркуляция, например, северного полушария представлена в виде зеркального отражения на смежной схеме южного полушария (например, на рис. 18



и 19 см. Ia и Ib). Ради простоты и симметричности на них не учтены многие из индивидуальных особенностей циркуляции в каждом полушарии. Однако наличие хорошо известного теперь северотихоокеанского зимнего стратосферного антициклона отражено на рис. 18, IIa и рис. 19, IIIa в виде области высокого давления, располагающейся в более высоких широтах, чем в других долготных поясах.

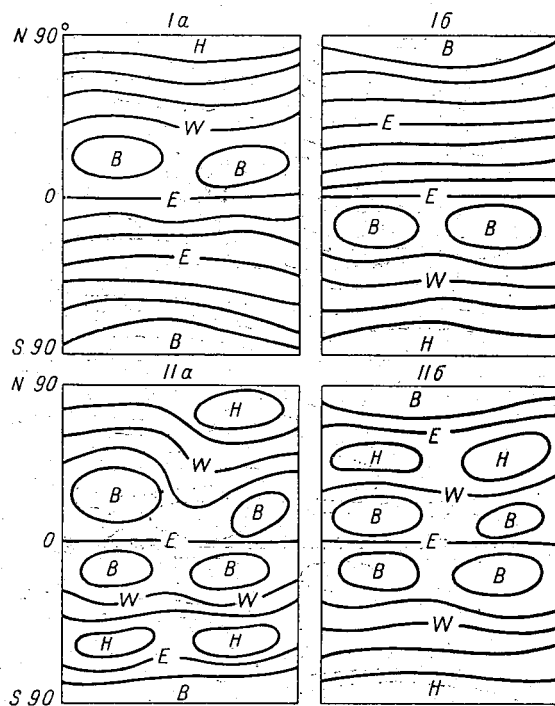


Рис. 18. Схемы глобальной горизонтальной циркуляции в стратосфере с господством в экваториальной зоне на данном уровне восточных потоков (модели Ia, Ib, IIa, IIб).

*H* — центр низкого давления, *B* — центр высокого давления, *W* — западный ветер, *E* — восточный ветер.

Простейшие модели Ia и Ib (рис. 18) отражают наиболее характерные черты зимней и летней стратосферной циркуляции, описанные многими исследователями [28, 65, 66, 76, 155]. В стратосфере внетропических широт зимнего (северного или южного) полушария наблюдается циркумполярный циклонический вихрь с западными ветрами, в то время как в тропической зоне этого полушария располагаются антициклоны с восточными ветрами на их экваториальной периферии. Такие же ветры (восточные)

в экваториальной зоне противоположного полушария обусловлены летним циркумполярным стратосферным антициклоном.

При переходе от зимы к весне смена циклонической циркуляции антициклонической (и соответственно западного ветра восточным) в нижней стратосфере наступает раньше всего в высоких широтах и значительно позже в средних и субтропических широтах [32]. Смена от лета к осени антициклонической

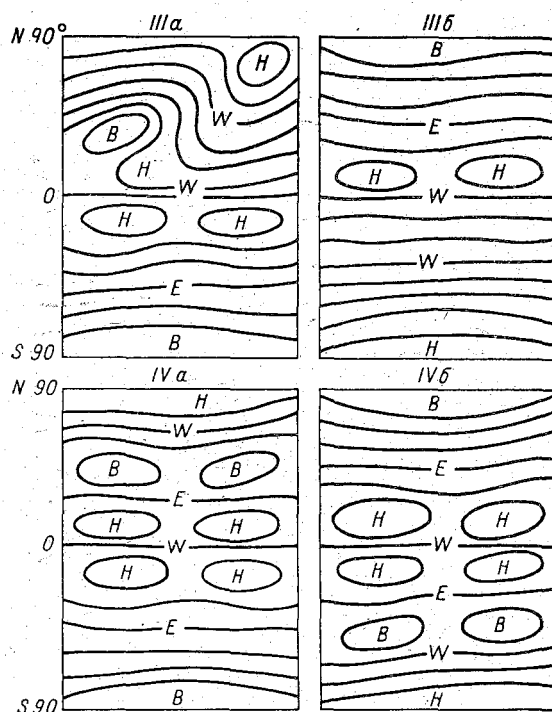


Рис. 19. Схемы глобальной горизонтальной циркуляции в стратосфере с господством в экваториальной зоне на данном уровне западных потоков (модели IIIa, IIIб, IVa, IVб).

Усл. обозначения см. рис. 18.

циркуляции циклонической (и соответственно восточного ветра на западный) также происходит раньше всего в высоких широтах. В связи с этим на моделях IIa и IIб рис. 18, характеризующих циркуляцию переходных сезонов, в весеннем северном (рис. 18, IIб) или южном полушарии (соответственно нижняя половина рис. 18, IIa) выделяются три циркуляционные зоны: высокоширотная и тропическая — с антициклонами и восточными ветрами на их южной периферии, а также среднеширотная — с циклонами и западными ветрами на ее южной периферии.

В осеннем северном (рис. 18, IIa) и южном (рис. 18, IIб) полушариях в то же время в высоких широтах наступает циклоническая циркуляция с западными ветрами, которые постепенно (по мере углубления и расширения полярного циклона) распространяются на умеренные и субтропические широты. При этом антициклон и восточные ветры из Полярного бассейна перебазируются на север Тихого океана [15] и в тропические широты. Такие особенности циркуляции в стратосфере также являются типичными и находят отражение на климатических картах барической топографии 50, 30, 25, 20 и 10 мб для переходных сезонов.

В каждой из описанных моделей (рис. 18) в тропической зоне наблюдаются типичные для этих широт антициклоны. Легко себе представить, что по этой причине в стратосфере низких широт имеются благоприятные условия для сохранения восточных ветров при переходе от зимней циркуляции к весенней, летней и осенней. Эти же условия благоприятны вообще для сохранения восточного потока в экваториальной стратосфере или для смены господствующей западной циркуляции восточной по 26-месячному циклу. Очевидно, что по этой же причине восточный поток в экваториальной стратосфере является более устойчивым, интенсивным и продолжительным, чем западный. Так, в работе [42] отмечалось, что за период с 1955 по 1960 г. восточный поток в среднем был продолжительнее западного на высоте 24—25 км на три месяца, а на высоте 26 км — на четыре месяца. Это обстоятельство, очевидно, может служить причиной нарушения строго двухлетней цикличности, так как оно обуславливает неизбежное появление случаев, когда одноименные месяцы смежных лет характеризуются не сменой, а сохранением потоков того же (восточного) направления в экваториальной стратосфере.

Приведенные на рис. 18 модели соответствуют изложенным ранее выводам о том, что при восточных ветрах в нижней экваториальной стратосфере градиент температуры и, следовательно, градиент давления направлены к экватору. В то же время в периоды господства западной циркуляции в нижней стратосфере экваториальной зоны градиенты температуры и давления направлены от экватора к тропикам обоих полушарий. Поэтому для господства примерно в течение года в стратосфере экваториальной зоны западных течений должны происходить глобальные процессы, представленные на рис. 19 моделями IIIa, IIIб, IVa и IVб.

Принципиальное различие между случаями с преобладанием восточного (рис. 18) и западного (рис. 19) потоков в нижней экваториальной стратосфере заключается в том, что в первом из них в тропической зоне в обоих полушариях господствуют антициклоны (с относительно повышенной температурой в тропиках

и пониженной на экваторе), а во втором — циклоны (с относительно пониженной температурой в тропиках и повышенной на экваторе). По-видимому, последний случай менее характерен для тропической зоны, и поэтому интенсивность, общая продолжительность и устойчивость (в смысле нарушения неперiodическими изменениями) западных экваториальных ветров в нижней стратосфере меньше, чем восточных. Так, например, в мае—августе 1962 г. восточный поток в нижней экваториальной стратосфере, по данным экспедиционных наблюдений в Тихом океане [30, 40], не нарушался, а в июле—августе 1961 г. преобладавший по 26-месячному циклу западный поток нарушался восточным в течение нескольких дней подряд в начале июля и августа, а также в 20-х числах июля.

Реальность приведенных на рис. 18 моделей подтверждается фактическими картами ежедневных и даже средних за месяц и сезон значений геопотенциала для разных уровней стратосферы [31, 68, 178]. В частности, простейшие из них (Ia и Ib) полностью соответствуют опубликованным Погосьяном [68] сезонным картам средней циркуляции на уровне 10 мб за декабрь—февраль и июнь—август и опубликованным Дубенцовым [31] средним месячным картам циркуляции на уровне 50, 30, 20 и 10 мб за январь и июль 1958—1959 гг. Поэтому нет необходимости их здесь приводить.

Реальность более сложных моделей (IIб, IIIa, IIIб и IVa) также подтверждается картами барической топографии для уровней нижней стратосферы, издаваемыми, например, Берлинским университетом [178].

Карта средних значений  $AT_{10}$  за май 1958 г. (рис. 20) характеризует переходную стадию муссонного обращения циркуляции в нижней стратосфере в период, когда в высоких широтах уже произошла смена циклонической циркуляции на антициклоническую, но последняя еще не успела соединиться с антициклонической циркуляцией тропических широт и поэтому не занимает всего полушария. Эта карта иллюстрирует упоминавшуюся выше трехзональную систему циркуляции в горизонтальном плане (рис. 18, IIб для северного полушария), при которой в высоких широтах наблюдаются восточные потоки, в умеренных и субтропических широтах — западные, а в экваториальных — снова восточные. Весной 1958 г. в экваториальной зоне восточные ветры действительно наблюдались не только на уровне 10 мб, но и во всем слое выше 40 мб (см. рис. 9).

На рис. 20 видно также, что формирование летней антициклонической циркуляции в высоких широтах начинается на базе северо-тихоокеанского зимнего стратосферного антициклона. В период весеннего прогрева полярной стратосферы его гребни (или целиком весь антициклон) начинают распространяться в полярный район, а затем эта антициклоническая цир-

куляция постепенно охватывает всю стратосферу летнего полушария. При таком преобразовании термобарического поля бывший циркумполярный зимний стратосферный циклон расчленяется на несколько циклонических вихрей, смещающихся постепенно в умеренные и субтропические широты. В то же время этот рисунок иллюстрирует реальность модели IIa для южного полушария, которая, по существу, является зеркальным отражением рис. 18, IIб для северного полушария.

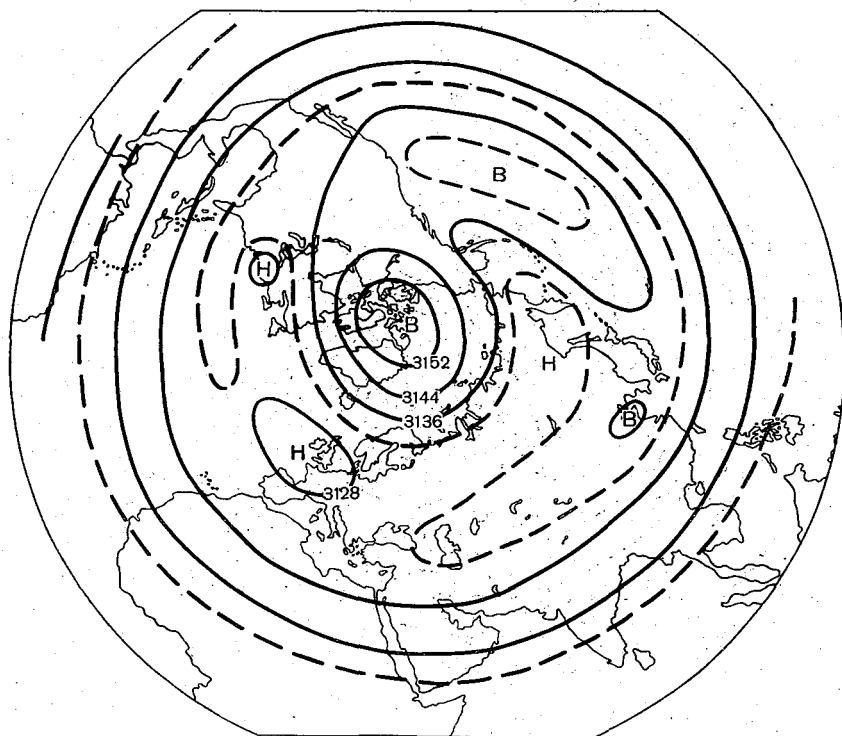


Рис. 20. Карта  $AT_{10}$ , май 1958 г.

Модели IIa для северного полушария и IIб для южного полушария представляют такую стадию муссонного преобразования, когда в весеннем полушарии стратосферный полярный циклон начинает заполняться в полярном районе и циркуляция в нем становится асимметричной, но в то же время в высоких широтах антициклон еще не появился, и поэтому ветры здесь сохраняются западными. Совершенно аналогично они иллюстрируют такую стадию муссонного преобразования в осеннем северном (рис. 18, IIa) или южном (рис. 18, IIб) полушариях, когда в результате охлаждения стратосферы летний антициклон уже сменился в полярных широтах зимним стратосферным циклоном.

Реальность этих моделей подтверждается многочисленными картами барической топографии для уровней нижней стратосферы в переходных сезонах.

Средние значения  $AT_{10}$  за март 1959 г. (рис. 21) характеризуют зимнюю стратосферную циркуляцию или одну из стадий муссонного преобразования в стратосфере в период перехода зимней циклонической циркуляции в летнюю антициклоническую.

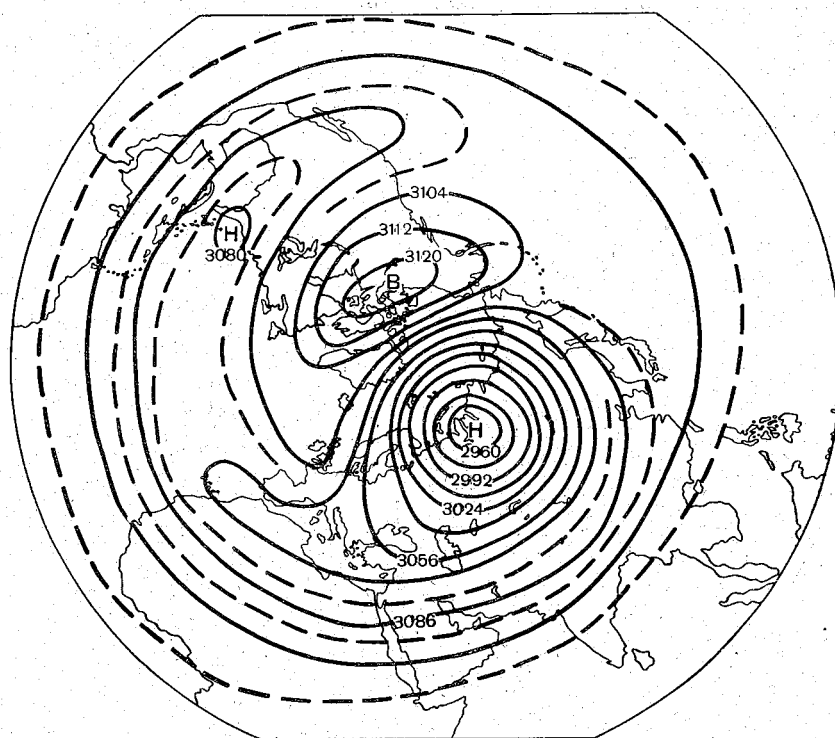


Рис. 21. Карта  $AT_{10}$ , март 1959 г.

Эта карта подтверждает реальность модели IIIa на рис. 19 для северного полушария и соответственно модели IIIб для южного полушария. И в данном случае нарушение симметричного характера циркуляции наступает благодаря продвижению северо-тихоокеанского антициклона в более высокие широты и смещению отсюда стратосферного полярного циклона.

Примечательно, однако, что в марте 1959 г. (рис. 21) отсутствуют субтропические или тропические антициклоны, обычно обнаруживающиеся на картах средних многолетних значений барической топографии для разных уровней нижней стратосферы

[31, 68]. Их место в данном случае занимают ложбины или частные циклоны смещенного в более южные широты зимнего полярного стратосферного циклона, благодаря чему характеристики циркуляции на рис. 21 противоположны приведенным на рис. 20. Эта противоположность проявляется и в том, что в экваториальной зоне на данном уровне в этот период уже наблюдались не

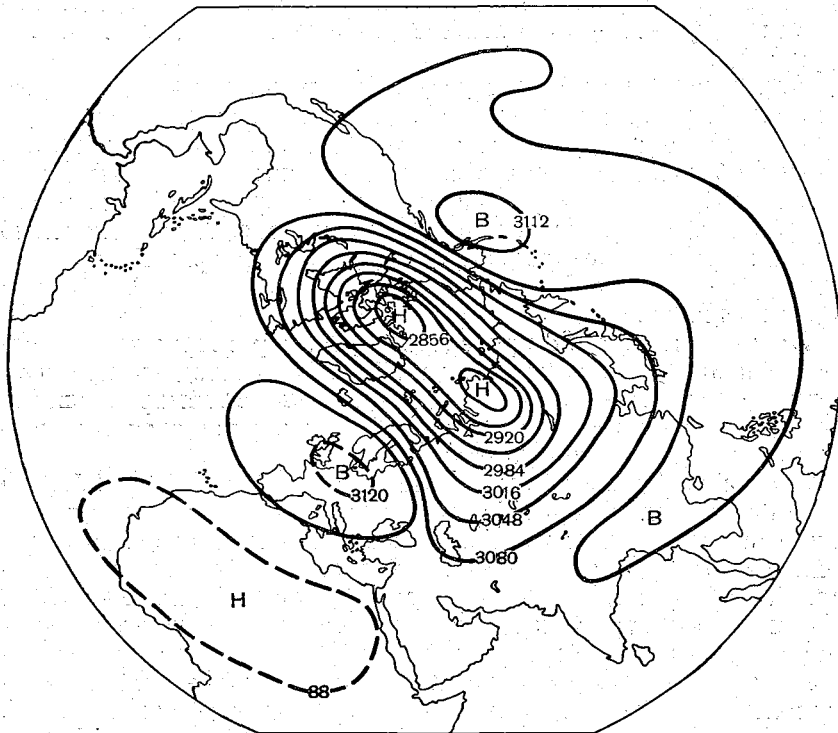


Рис. 22. Карта  $AT_{10}$ , 30 января 1959 г.

восточные ветры, как это было в мае 1958 г., а западные. Последнее подтверждается также разрезом зональных составляющих ветра над о. Кантон (рис. 9), на котором видно, что к марту 1959 г. западные ветры уже наблюдались как на уровне 10 мб, так и на уровне 15 мб.

Карта  $AT_{10}$  (рис. 22) иллюстрирует наиболее интересную и сложную модель IVa (рис. 19), обычно не находящую отражения на картах средних значений геопотенциала для любого сезона. В этой модели, как и на фактической карте (рис. 22), также отмечается в горизонтальном плане трехзональная система циркуляции, но полностью противоположная по локализации воздушных течений определенного направления трехзональной

системе, которая представлена на рис. 20 и в модели IIб. В первом случае (рис. 20) между двумя областями высокого давления и антициклонической циркуляцией в полярных и тропических широтах находится пониженное давление с циклонической циркуляцией в умеренных широтах. Во втором случае (рис. 22 и 18), наоборот, в высоких и низких широтах расположены области пониженного давления и циклонической циркуляции, а между ними — повышенное давление и антициклоническая циркуляция.

Фактическая карта (рис. 22), как и подобные ей карты для зимних и переходных месяцев, показывает, что западные ветры в стратосфере низких, в том числе и экваториальных, широт также обусловлены квазигеострофическими соотношениями. Рисунок 22 характеризует циркуляцию на уровне 10 мб в январе 1959 г., когда, как видно по разрезу рис. 9, действительно на этом уровне уже наблюдались западные ветры. Рисунок 22 иллюстрирует также реальность модели IVб (рис. 19) для южного полушария.

Наконец, на рис. 23 приведена карта, характеризующая особенности циркуляции на уровне 10 мб в переходный от зимы к лету сезон (май 1959 г.) с уже хорошо сформировавшейся летней циркуляцией в умеренных и высоких широтах и западной циркуляцией в экваториальной зоне.

Эта карта иллюстрирует реальность моделей IIIб и IVб для северного полушария и IIIа и IVа для южного полушария. Все они в разные сезоны имеют свои особенности. В переходные сезоны полярная область высокого давления занимает ограниченную площадь, а циклоны, как это показано на рис. 19 (IVб и IVа) и на примерах фактических карт, распространяются на обширную площадь субтропических и тропических широт. Вследствие этого в переходные сезоны с западными ветрами в экваториальной стратосфере последние имеют наибольшее распространение по обе стороны от экватора (рис. 13 и 22). К лету полярная область стратосферного высокого давления значительно расширяется к югу, а области низкого давления сужаются до минимума в экваториальной стратосфере и расчлениваются на узкие мелкие циклонические вихри, при которых западные стратосферные потоки сужаются в теплом полушарии до минимума и, как уже отмечалось, легко нарушаются непериодическими восточными ветрами.

Каждая из приведенных на рис. 18 и 19 моделей может наблюдаться не только на уровне 10 мб, о чем свидетельствуют карты, приведенные на рис. 20—23, но и на любых других уровнях стратосферы выше и ниже 10 мб. Поэтому легко представить себе, что сочетание различных схем по вертикали приводит к появлению в тропической зоне многослойности противоположных потоков, в то время как в умеренных и высоких широтах на



любом уровне стратосферы может сохраняться зональный ветер одного и того же направления. Например, комбинация по вертикали моделей Ia и IIIa (или IIa и IVa), вполне возможная в одном и том же сезоне, обусловит в экваториальной стратосфере двухслойные потоки (*E*, *W*), а в умеренных и высоких широтах во всем слое будет отмечаться только *W*. Сочетание

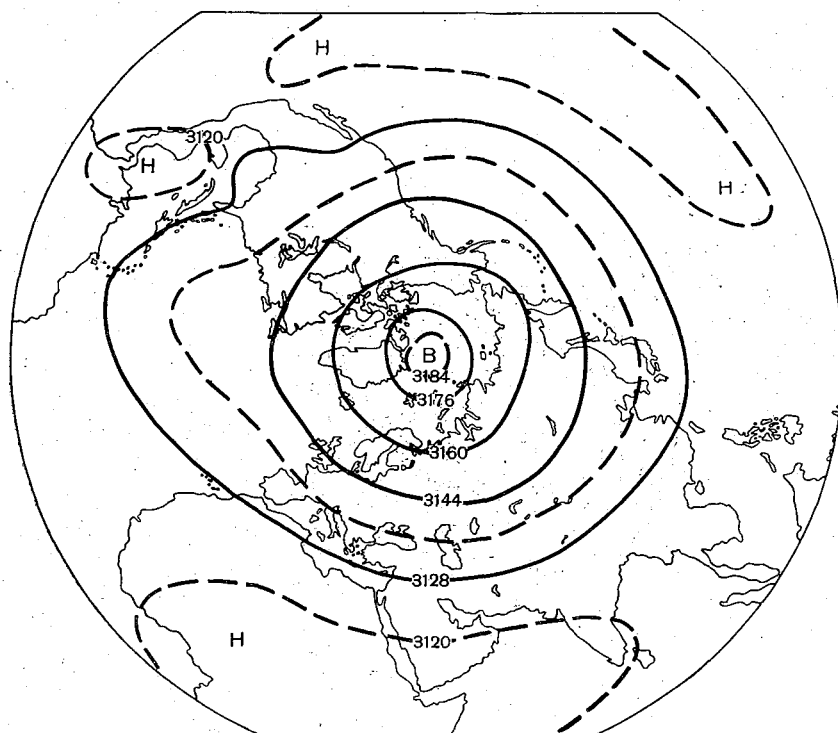


Рис. 23. Карта  $AT_{10}$ , 23 мая 1959 г.

по вертикали зимой моделей Ia, IIIa и IIa либо осенью моделей Ia, IVa и IIIa обусловит в экваториальной зоне трехслойное наложение ветра (*E*, *W*, *E*), а в высоких широтах во всей толще сохранится один лишь западный ветер. Аналогично можно объяснить и другие случаи.

Выше отмечалось, что перестройка зимних процессов на летние (весной) и наоборот (осенью) наступает одновременно на всех уровнях нижней стратосферы [31, 32]. Поэтому возможны и такие сочетания по вертикали, которые наиболее типичны для разных сезонов. Так, ввиду того что весеннее обращение западного ветра на восточный раньше всего осуществляется в высоких

широтах и на более высоких уровнях нижней стратосферы, может иметь место, например, расположение по вертикали также моделей Ia, IIIa и IIIa. В этом случае, наиболее вероятном в весеннем сезоне, в экваториальной стратосфере наблюдается трехслойная схема зональных составляющих ветра ( $E, W, E$ ), а в стратосфере высоких широт — двухслойная ( $W, E$ ). При сочетании моделей IIIб, IIб и IVa, наиболее вероятном осенью

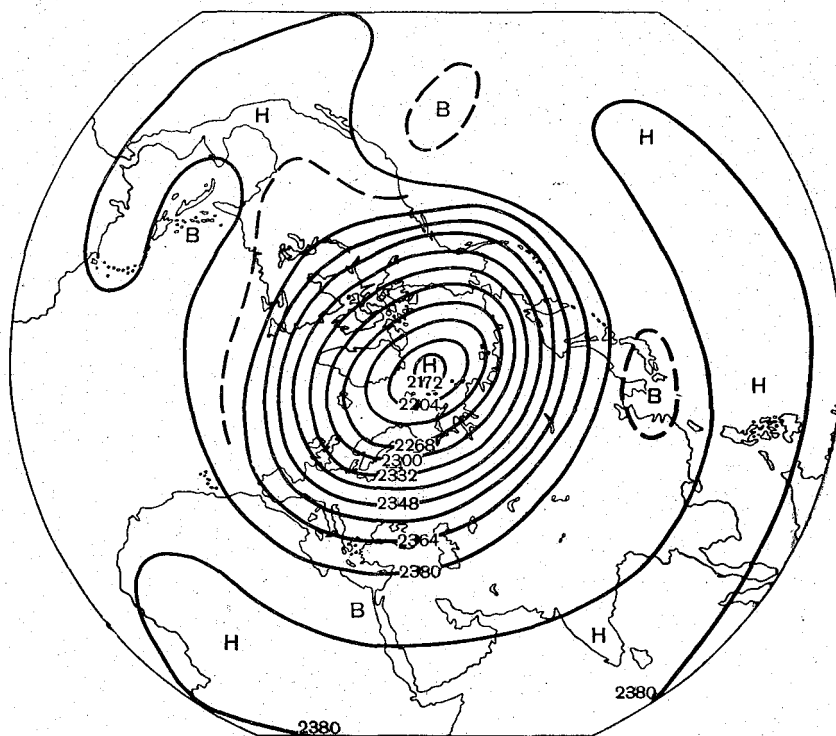


Рис. 24. Карта  $AT_{30}$ , 1 января 1962 г.

северного (весной южного) полушария, в экваториальной стратосфере тоже имеются три слоя противоположных зональных потоков, но уже с обратной последовательностью ( $W, E, W$ ), а в полярной стратосфере — два слоя ( $E, W$ ), что характерно для начала разрушения летнего стратосферного режима циркуляции.

В качестве примера сочетания различных моделей, обуславливающих наложение противоположных потоков в экваториальной стратосфере, приведены карты  $AT_{30}$  (рис. 24) и  $AT_{10}$  (рис. 25) за 1 января 1962 г. На рис. 24 ( $AT_{30}$ ) представлена типичная

картина трехзональной циркуляции (рис. 19, IVa для северного полушария) в горизонтальном плане с двумя циклоническими системами в высоких и низких широтах и зоной высокого давления между ними. При такой системе меридиональный градиент давления многократно меняет свой знак, причем в экваториальных широтах он направлен от экватора, и в этом случае ветры на данном уровне должны быть западными.

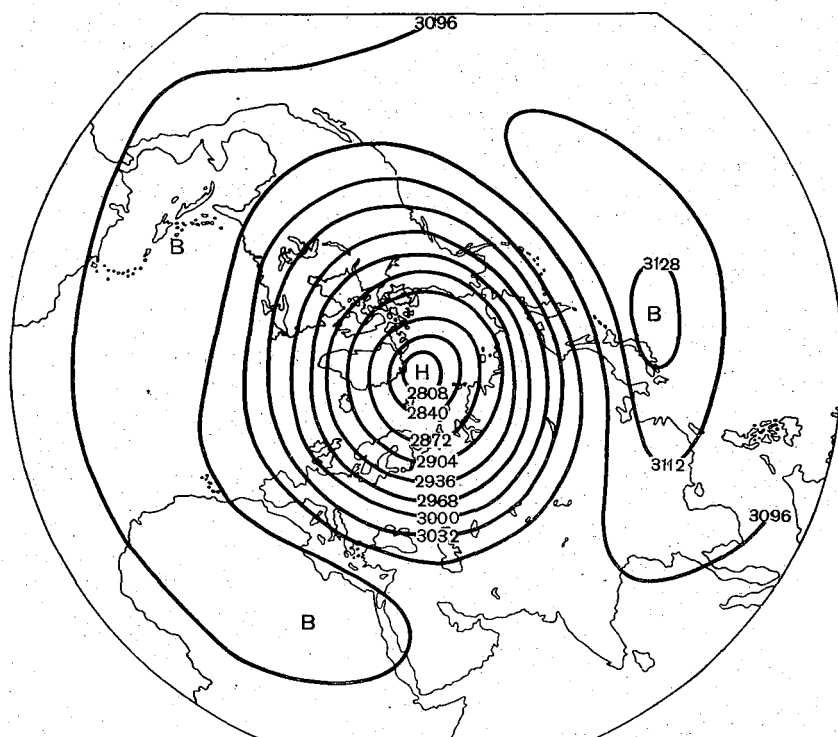


Рис. 25. Карта  $AT_{10}$ , 1 января 1962 г.

Карта  $AT_{10}$  (рис. 25) показывает, что в это же время на более высоких уровнях наблюдалась типичная зимняя циркуляция (рис. 18, Ia для северного полушария) с циркумполярным циклоническим вихрем в умеренных и высоких широтах и антициклонами в субтропических и тропических широтах. Меридиональный градиент температуры от экватора до полюса меняется лишь один раз, причем в экваториальной зоне он направлен из тропиков к экватору, поэтому на данном уровне здесь должны наблюдаться восточные ветры.

Таким образом, в январе 1962 г. в нижней стратосфере отмечается сочетание по вертикали моделей IVa и Ia, которые

должны были обусловить также западный ветер на уровне 30 мб и восточный на уровне 10 мб. Временной разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над о. Кантон (рис. 9) показывает, что в январе 1962 г. действительно западные ветры наблюдались в слое от 100 до 25 мб, а выше уровня 25 мб, в том числе и на уровне 10 мб, уже наблюдались восточные ветры.

В предыдущем разделе этой главы показано, что западные и восточные ветры в нижней экваториальной стратосфере, сменяющие друг друга по 26-месячному циклу, постепенно распространяются сверху вниз. Поэтому на основании вышеизложенного можно утверждать, что одновременно наблюдается распространение вниз и соответствующих циркуляционных характеристик. К аналогичному выводу пришел также Рид [209] на основе совершенно иного подхода. Им были рассчитаны вертикальные и меридиональные скорости колебания температуры и ветра и предложены схемы распределения температуры и движений воздуха в нижней стратосфере тропических широт, характеризующие четыре фазы 26-месячного цикла (рис. 26).

Модель I показывает фазу, в которой максимум западных ветров появляется на высоте 30 км, а восточное течение ослабевает и исчезает на высоте около 20 км. Повышение температуры и нисходящие потоки отмечаются в экваториальной зоне в слое 20—30 км, а понижение температуры и восходящие потоки — в субтропиках. Меридиональные составляющие температурного и барического градиентов при этом направлены от экватора. Восточные ветры связаны с меридиональными движениями, направленными к полюсам.

Модель III представляет собой уже такую фазу, при которой все характеристики имеют обратную локализацию: западные ветры, опустившиеся в нижние слои стратосферы, деградируют, а на высоте 30 км появляется максимум скорости восточных ветров. При этом в экваториальной зоне в слое 20—30 км отмечаются уже более низкие температуры, а в тропиках, наоборот, более высокие, т. е. меридиональные составляющие термического и барического градиентов направлены теперь к экватору.

Модели II и IV характеризуют промежуточное состояние эволюции температурного поля, а также вертикальных и горизонтальных потоков воздуха.

Реальность приведенных на рис. 18 и 19 моделей указывает на наличие также взаимосвязи квазидвухлетних циклических колебаний зональных потоков в экваториальной зоне и глобальной циркуляции в нижней стратосфере. Эта взаимосвязь прежде всего проявляется в том, что наблюдаются различия горизонтального распространения западных или восточных экваториальных течений, обусловленные характерными особенностями сезонной циркуляции в нижней стратосфере внетропических широт.

Далее, при наличии в экваториальной стратосфере восточных

потоков глобальные процессы существенно отличаются от тех, которые отмечаются при западных течениях. Например, из сравнения рис. 18, Ia и рис. 19, IIIa для зимних месяцев (либо IIa

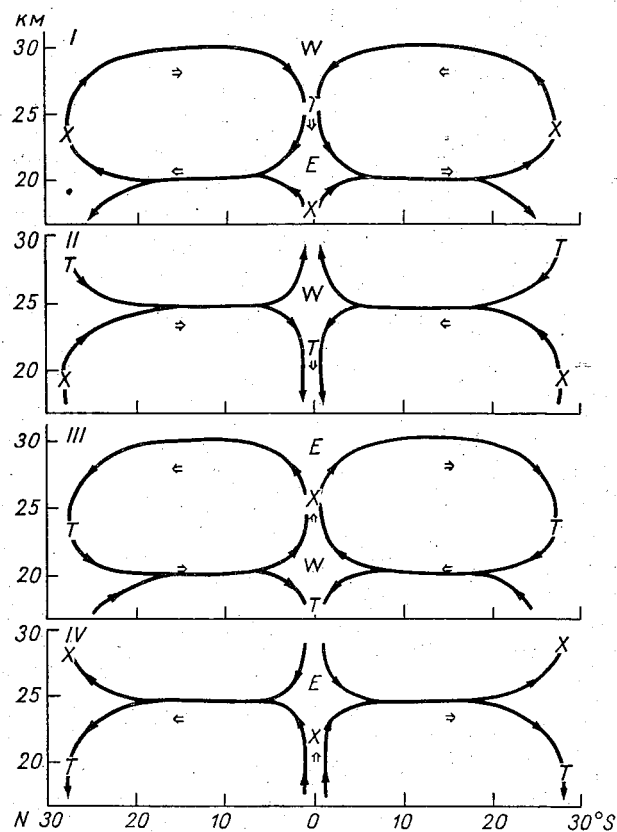


Рис. 26. Схематические модели (I—IV) 26-месячного колебания. *E* и *W* относятся к локализации восточных и западных потоков соответственно. Стрелки указывают направление меридиональной циркуляции. Двойные стрелки и обозначения *T* (тепло) и *X* (холод) помещены в точках, где компоненты скорости и температура являются максимальными (или минимальными) во времени, но не обязательно в пространстве.

и IVa для переходных сезонов северного полушария) можно заключить, что в моделях IIIa и IVa из обширных тропических областей (включающих почти половину площади всего земного шара), занятых в случаях Ia и IIa повышенным давлением, часть воздуха должна перераспределиться в умеренные и высокие широты обоих полушарий. Такое перераспределение масс

воздуха, как показано в работе [42], неизбежно приводит к расширению, усилению и смещению в более высокие широты зимнего североатлантического стратосферного антициклона и к некоторому заполнению либо вытеснению в более низкие широты околоравнинного циклона.

Лабитцке [178] подметила тенденцию двухлетней цикличности колебаний значений геопотенциала в центре полярного стратосферного циклона, особенно при переходе от зимней к летней циркуляции. Она обратила внимание также на определенную согласованность в ходе не только некоторых характеристик циркуляции стратосферы, но и погоды с фазой зонального ветра в нижней экваториальной стратосфере (табл. 17).

Таблица 17

Некоторые характеристики параллельных явлений в экваториальной и умеренной зонах [169]

Год	Направление зональных составляющих в нижней стратосфере тропиков	Стратосферное потепление	Холодные волны после зимних потеплений	Начало заключительного потепления	Погода в Европе
1959	W	Восточное	Нет	Раннее	Экстремальное лето
1961	W	„	„	„	Экстремальные весна и осень
1958	E	Западное	Есть	Очень позднее	Лето холодное и влажное
1960	E	„	„	То же	То же

Хотя табл. 17 построена по явно недостаточному ряду случаев, все же она позволяет сделать вывод о том, что некоторые явления повторяются параллельно в экваториальных и внетропических широтах через два года.

Г. Г. Громова и В. И. Князева [19] пришли к заключению о наличии двухлетней цикличности в сроках формирования летнего стратосферного антициклона. Это обращение от западного ветра к восточному наступает одновременно на разных уровнях и к тому же оно не сразу распространяется на все полушарие. Естественно, что разные авторы нередко приводят весьма разноречивые данные по этому вопросу. В целях объективизации способа определения даты перехода от зимней к летней циркуляции на определенном уровне в работе [19] в качестве критерия перехода принята та дата, когда антициклон на данном уровне начинает весной занимать более северное положение, чем бывший полярный циклон.

Удобным средством для такого анализа служат графики изменения ото дня ко дню положения (по широте) центров стра-

тосферного антициклона и циклона, построенные за 1958—1963 гг. (рис. 27). Они наглядно иллюстрируют, что формирование летней антициклонической стратосферной циркуляции до ее распространения на все полушарие сопровождается вытеснением бывшего циркумполярного циклона (или его частей) из высоких широт в умеренные и субтропические.

Как видно (рис. 27), в некоторые годы (1958, 1960, 1963) еще зимой центр циклонического вихря вытесняется из полярных районов антициклоном, однако затем этот антициклон отступает, происходит восстановление прежнего положения и лишь весной он окончательно занимает полярные широты. При этом в 1958, 1960 и 1962 гг., когда в экваториальной стратосфере на уровне 10 мб наблюдались восточные потоки (см. рис. 9), переход к летней циркуляции осуществлялся в более поздние сроки (соответственно 7 мая, 12 апреля и 24 апреля), чем в 1959 г. (17 марта) и 1961 г. (9 марта), когда в экваториальной стратосфере западные ветры на уровне 10 мб появлялись уже даже с конца предыдущего года.

Ввиду того что цикл не строго двухлетний и лишь в среднем его продолжительность равна 26 месяцам, неизбежны случаи нарушения чередования календарных характеристик. Особенно это становится заметным, как отметила Т. В. Покровская [74], на характеристиках, тесно связанных с сезонными изменениями. Например, на уровне 10 мб западные потоки в январе наблюдались в 1957, 1959 и 1961 гг., а в начале 1963 г. вместо западного потока наблюдался восточный, который сохранялся еще и в апреле. Именно поэтому произошло нарушение цикличности в сроках формирования летней стратосферной циркуляции на уровне 10 мб, наблюдавшейся в предыдущие годы.

Физические причины двухлетней цикличности в сроках формирования летней стратосферной циркуляции, как и ее нарушений, легко объясняются на основе описанных выше особенностей перераспределения масс воздуха между низкими и высокими широтами в зависимости от характера циркуляции в экваториальной стратосфере, т. е. фазы 26-месячного цикла зональных составляющих ветра. Как отмечалось выше, полярный циклон развит больше при восточных потоках в экваториальной стратосфере, чем при западных, так как в последнем случае часть воздуха из тропической зоны перемещается в умеренные и высокие широты. Это обуславливает рост давления не только в центре полярного циклона, но и в северотихоокеанском стратосферном антициклоне, на базе которого начинается формирование летней стратосферной циркуляции.

Совершенно очевидно, что чем меньше развита циклоническая стратосферная циркуляция и более интенсивен северотихоокеанский стратосферный антициклон, тем раньше формируется летняя стратосферная антициклоническая циркуляция, как это

было в 1959 и 1961 гг. В весенние месяцы 1958, 1960, 1962 и 1963 гг. на уровне 10 мб в экваториальной стратосфере наблюдались восточные потоки (см. рис. 9), поэтому формирование летнего стратосферного антициклона было поздним.

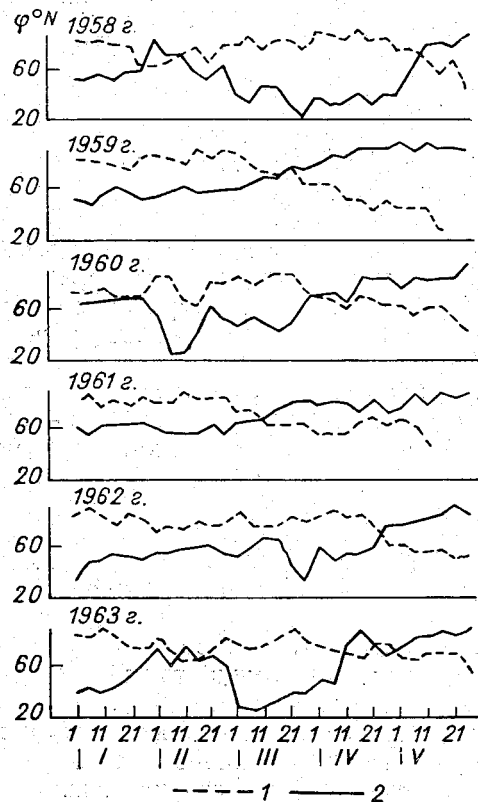


Рис. 27. Изменения во времени географической широты положения центров полярного циклона (1) и антициклона (2) на поверхности 10 мб.

Приведенный выше анализ характера перераспределения масс воздуха в связи с циклическими колебаниями в нижней экваториальной стратосфере позволяет также заключить, что модель IIIa (см. рис. 19) в противоположность модели Ia (см. рис. 18) должна характеризоваться, по работе [39], пониженной интенсивностью зональной ( $I_z$ ) и повышенной интенсивностью меридиональной ( $I_m$ ) циркуляции. Модели IIa и IVa, занимающие в указанном смысле промежуточное положение, как правило, должны характеризоваться одновременно повышенной



интенсивностью как зональной ( $I_z$ ), так и меридиональной ( $I_M$ ) циркуляции. Такое сочетание нередко встречается в циркуляции тропосферы [39]. Иными словами, зимние и весенние месяцы с господствующим западным экваториальным стратосферным течением, наступающие через год после зимних месяцев с восточным потоком, по сравнению с последними должны характеризоваться: а) относительным повышением давления в высоких широтах и б) значительным ослаблением интенсивности зональной циркуляции в умеренных широтах. При наступлении месяцев с господствующим восточным стратосферным экваториальным течением через год после месяцев с западным потоком должно наблюдаться обратное изменение.

Подобные же выводы можно сделать из анализа других моделей и для других сезонов. При этом благодаря наличию сезонных изменений циркуляции вполне естественно, что указанные закономерности проявляются лишь тогда, когда характеристики явления по квазидвухлетнему циклу совпадают с сезонными по годовому (или, что то же самое, по строго двухлетнему) циклу. Например, на уровне 10 мб в экваториальной стратосфере в январе 1958, 1960 и 1962 гг. наблюдалась восточная циркуляция, а в январе 1959 и 1961 гг. — западная. Поэтому и во внетропической циркуляции в этих месяцах должна проявляться квазидвухлетняя цикличность, так как она не нарушает годового цикла. Напротив, от января 1962 г. к январю 1963 г. из-за того, что цикл в действительности не двухлетний, а лишь квазидвухлетний, уже не произошло смены в экваториальной стратосфере восточной циркуляции на западную. В том и другом случае здесь наблюдались восточные ветры (см. рис. 9), и поэтому должно было произойти также нарушение квазидвухлетней цикличности во внетропической стратосфере. Подобные нарушения возможны также вследствие того, что вместо одного варианта преобразования (например, переход по квазидвухлетнему циклу от модели Ia с восточными ветрами к модели IIIa с западными ветрами) в экваториальной стратосфере происходит, как и следовало ожидать, переход к противоположным потокам, но уже по другому варианту преобразования (например, от Ia к IVa).

Для иллюстрации выводов о характере перераспределения масс воздуха и изменении интенсивности стратосферной циркуляции в связи с квазидвухлетним циклом зональных составляющих ветра в экваториальной стратосфере автором [41] были подсчитаны изменения значений геопотенциала в северном полушарии, а также интенсивность зональной циркуляции на уровне 10 мб за март в последовательные годы (с 1958 по 1963). Выбор этого месяца для подсчета изменений определялся тем, что только для марта в работе [178] был опубликован наиболее полный материал для поверхности 10 мб за весь период 1958—1963 гг. Кроме того, по временному разрезу (см. рис. 9) видно,

что именно в марте 1958—1962 гг. квазидвухлетний цикл совпадал с двухлетним (что позволило исключить сезонные влияния) и лишь при переходе к 1963 г. это совпадение нарушилось. На рис. 28—31 приведены карты геопотенциала поверхности 10 мб ( $H_{10}$ ).

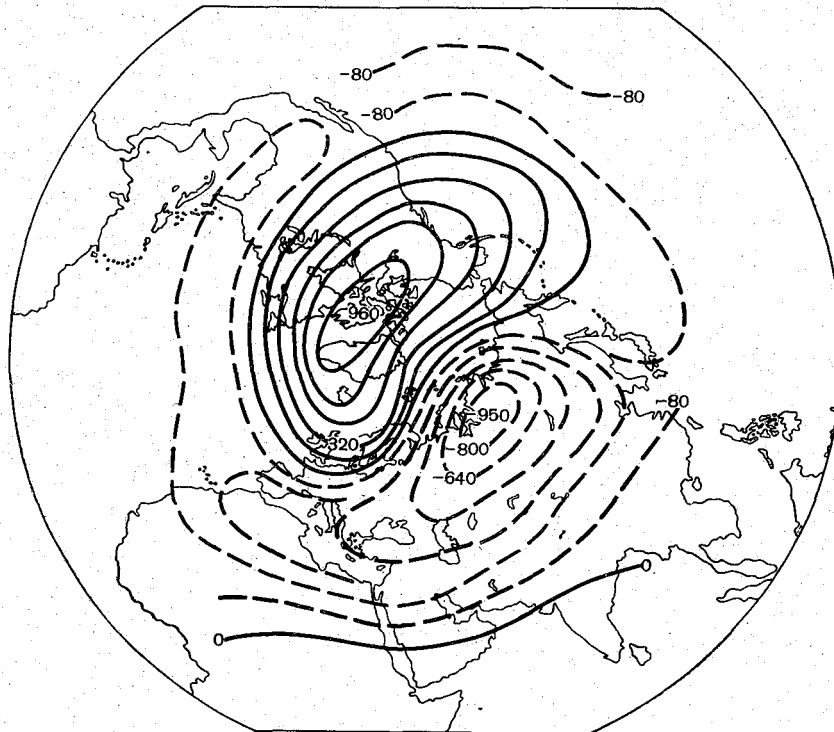


Рис. 28. Изменения средних значений  $H_{10}$  (гп. м) от марта 1958 г. к марту 1959 г.

Рисунок 28 характеризует изменение геопотенциала от марта 1958 г., когда в экваториальной стратосфере наблюдалась восточная циркуляция (см. рис. 9), к марту 1959 г., когда наблюдалась западная циркуляция. Он показывает, что в высоких широтах произошло повышение геопотенциала поверхности 10 мб, а в низких широтах — понижение. Совершенно аналогичные изменения отмечались при переходе от марта 1960 г. к марту 1961 г. (рис. 30), когда наблюдались также соответственно восточная и западная циркуляции в экваториальной стратосфере. Это подтверждает и сделанный на основе анализа моделей на рис. 18 и 19 вывод о том, что замена восточной циркуляции западной в экваториальной стратосфере сопровож-

дается таким перераспределением воздуха, при котором часть его из тропической зоны попадает в высокие широты, создавая здесь избыток, а в низких широтах дефицит по сравнению с предыдущим годом.

Из сравнения рис. 28 и 30 в то же время видно, что количественные характеристики этих изменений геопотенциала (или

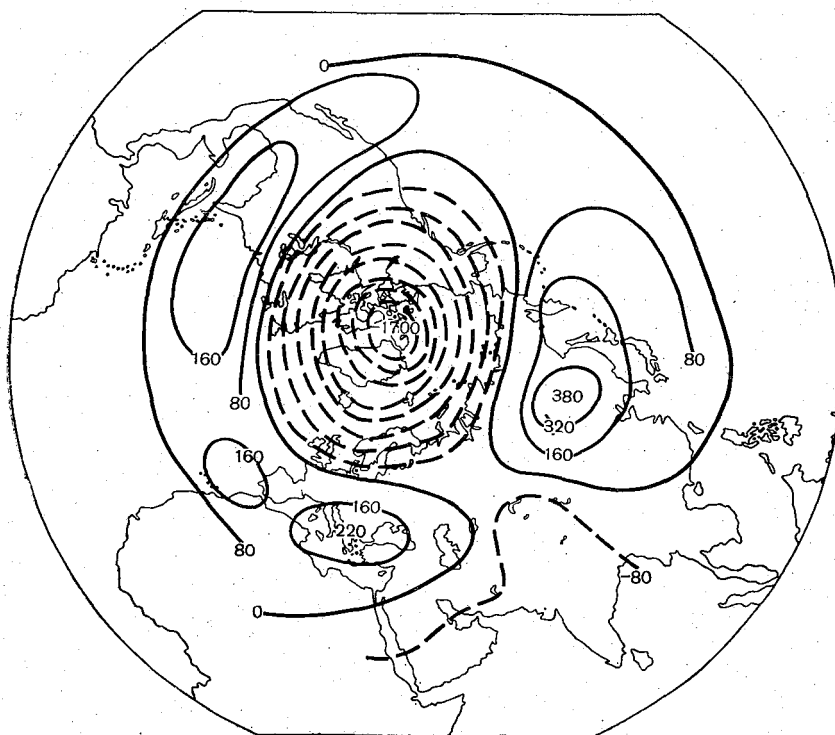


Рис. 29. Изменения средних значений  $H_{10}$  (гп. м) от марта 1959 г. к марту 1960 г.

соответственно масс воздуха) могут от одного случая к другому существенно отличаться. Например, от марта 1958 г. к марту 1959 г. повышение изобарической поверхности в очаге над севером Канады и Гренландией составило 960 гп. м, а от 1960 к 1961 г. почти точно в том же районе оно составило уже 1600 гп. м.

В работах [40, 50, 85, 192] показано, что не только в тропосфере, но и в стратосфере экваториальных широт отмечаются также значительные меридиональные составляющие потоков, благодаря чему осуществляется обмен воздуха между полушариями. Поэтому при смене в тропической стратосфере

антициклонической циркуляции циклонической (и наоборот) перераспределение масс воздуха происходит не только между низкими и высокими широтами одного и того же полушария, но и между полушариями, причем количественное соотношение перераспределяемых масс воздуха от года к году может меняться. Возможно, что в этом и заключается одна из причин отмеченного

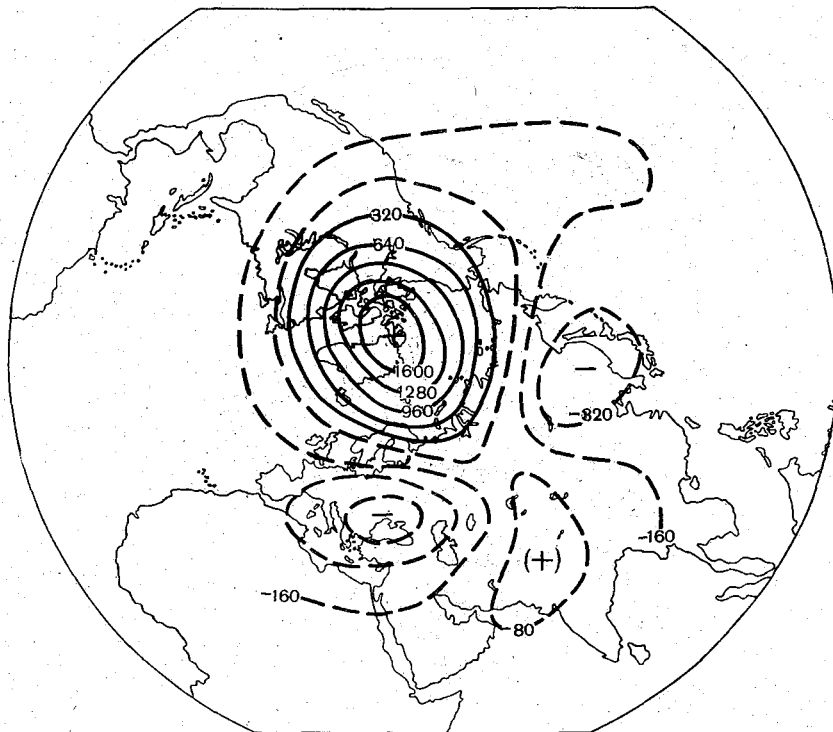


Рис. 30. Изменения средних значений  $H_{10}$  (гп. м) от марта 1960 г. к марту 1961 г.

выше различия. К сожалению, для выявления этих соотношений пока нет необходимых материалов наблюдений в стратосфере южного полушария.

Рисунки 29 и 31 характеризуют изменения высоты изобарической поверхности 10 мб при циклических преобразованиях от 1959 к 1960 г. и от 1961 к 1962 г. соответственно, когда в экваториальной стратосфере западная циркуляция (1959 и 1961 гг.) сменялась восточной (1960 и 1962 гг.). По локализации очагов рис. 29 и 31 аналогичны между собой (хотя они отличаются по интенсивности очагов). В то же время локализация очагов положительных и отрицательных изменений на рис. 29 и 31 противоположна локализации этих очагов на рис. 28 и 30.

При переходе от марта 1962 г. к марту 1963 г. характеристики квазидвухлетней цикличности уже не совпали со строго двухлетним периодом. Вместо смены восточной циркуляции на западную в экваториальной стратосфере в марте 1963 г. еще сохранялась восточная циркуляция. Поэтому произошло нарушение двухлетней цикличности и во внетропических широтах.

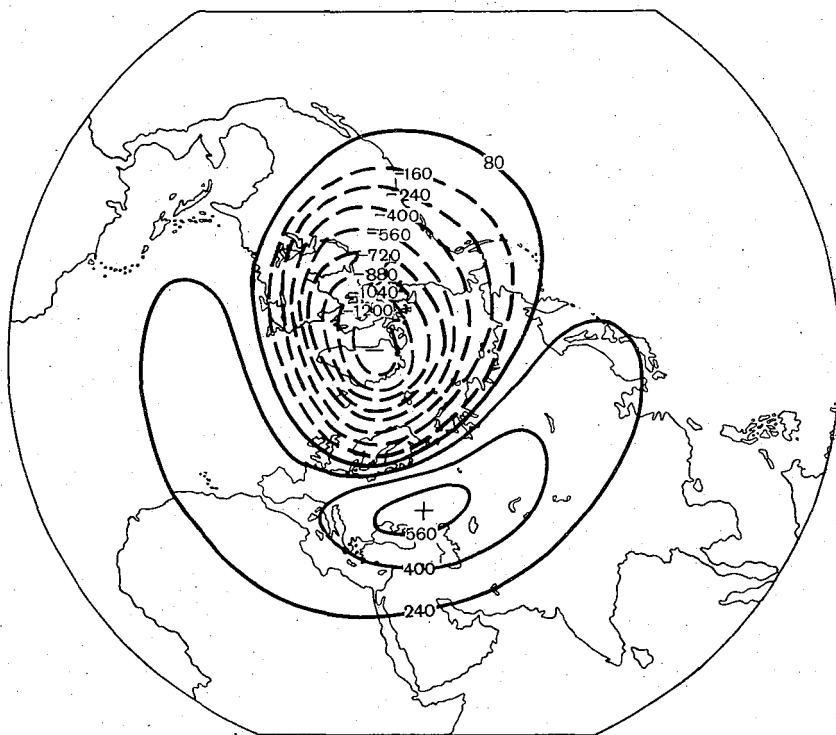


Рис. 31. Изменения средних значений  $H_{10}$  (гп. м) от марта 1961 г. к марту 1962 г.

Приведенные примеры наглядно иллюстрируют сделанный выше вывод о характере относительного изменения геопотенциала (давления воздуха) при преобразованиях по моделям, приведенным на рис. 18 и 19 (например, Ia—IIa в IIIa—IVa или наоборот). Они иллюстрируют наличие квазидвухлетней цикличности также в стратосферных процессах внетропических широт, проявлявшейся в рассмотренных случаях в ярко выраженном чередовании противоположных полей изменения геопотенциала от года к году в одних и тех же широтных зонах во всех тех случаях, когда по квазидвухлетней цикличности в экваториальной стратосфере одни и те же фазы циркуляции (западная или восточная) повторялись в одноименных сезонах.

Наконец, как модели (рис. 18 и 19), так и карты (рис. 20—25 и 28—31) иллюстрируют наличие определенной зональности (например, чередование широтных зон с положительными и отрицательными изменениями  $H_{10}$ ) циркуляционных характеристик стратосферы в связи с квазидвухлетней цикличностью.

О наличии квазидвухлетних колебаний во внетропической нижней стратосфере и связи их с квазидвухлетними колебаниями зональных составляющих ветра (и, следовательно, температуры и озона) в нижней экваториальной стратосфере можно судить также на основе других характеристик, например интенсивности зональной циркуляции в стратосфере северного полушария.

Таблица 18

Значения  $I_z$  (дкм/град·эка) в зоне 35—70° с. ш. для марта 1958—1962 гг. и их изменения ( $\delta$ ) между последовательными годами

Характеристика	Год и направление потоков в экваториальной стратосфере				
	1958, E	1959, W	1960, E	1961, W	1962, E
Уровень 10 мб					
$I_z$ . . . . .	1,66	0,65	3,00	0,14	2,34
$\delta$ . . . . .	—	—1,01	+2,35	—2,86	+2,20
Уровень 500 мб					
$I_z$ . . . . .	1,22	1,54	1,06	1,61	1,27
$\delta$ . . . . .	—	+0,32	—0,48	+0,55	—0,34

В табл. 18 приведены индексы зональной циркуляции  $I_z$ , подсчитанные по способу, изложенному в работе [39]. По данным табл. 18 видно, что в марте 1958, 1960 и 1962 гг., когда в экваториальной стратосфере наблюдались восточные потоки, интенсивность зональной циркуляции  $I_z$  на том же уровне северного полушария была в несколько раз (иногда даже на порядок) большей, чем при западных потоках. Знаки изменения  $\delta$  менялись от года к году, повторяясь через два года, а по величине изменения были того же порядка, что и сами значения  $I_z$ .

На основании анализа ограниченного числа случаев в работе [42] отмечается также, что значения  $I_z$  и их межгодовые изменения для летних случаев по величине значительно меньше зимних. По знаку летние межгодовые изменения обратны зимним, хотя отрицательные изменения  $I_z$  для циклонической и положительные для антициклонической циркуляции означают в обоих случаях ослабление зонального переноса — зимой западного, а летом восточного. Противоположны между собой также последовательные межгодовые изменения геопотенциала для

июня, однако географическое положение очагов в них уже совсем иное, чем на рис. 28—31, что также указывает на наличие сезонных особенностей циклических преобразований процессов в глобальном масштабе.

Наконец, заслуживают внимания данные табл. 18, относящиеся к уровню 500 мб, которые дают некоторую характеристику циклических колебаний процессов в тропосфере за тот же период 1958—1962 гг. Известно, что Эбдон [135], а также Варьярд и Эбдон [134, 229], изучавшие зональные составляющие ветра по слоям на ряде приэкваториальных станций, в тропосфере не обнаружили квазидвухлетнего колебания. Более того, в отличие от стратосферы, в тропосфере характеристики ветра на разных станциях оказались различными. Они не обнаружили связи также между высотой тропопаузы и режимом западного и восточного ветров в экваториальной стратосфере. Эбдон [135] исследовал давление у поверхности земли на о-ве Рождества, а также осадки на о-вах Рождества и Кантон и не обнаружил заметного колебания этих элементов. Таким образом, сопоставление хода элементов в тропосфере тропиков с ветровым режимом стратосферы не позволило обнаружить связи между ними. В то же время, как отмечалось уже раньше, ряд авторов обнаружил квазидвухлетнюю цикличность в изменениях многих элементов погоды и циркуляции в тропосфере внетропических широт.

Ландсберг [171] просуммировал серию наблюдений за большой ряд лет над приземной температурой, осадками, древесными кольцами, уровнями озер и т. д. и пришел к заключению о существовании планетарного 26-месячного цикла. Позднее, в работе [172] на основе анализа данных приземных температур по отдельным станциям вдоль разрезов от Норвегии до Южной Африки и от Канады до м. Горн было установлено, что в рядах наблюдаемых температур существует квазидвухлетняя периодичность, причем высокоширотные станции имеют фазу, противоположную фазе тропических станций. Кроме того, оказалось, что на внетропических станциях амплитуда колебаний была наибольшей, когда пик отмечался в зимние месяцы. К аналогичному выводу пришли также Покровская [74] и Вительс [10], обратившие внимание на то, что при больших аномалиях температуры (особенно отрицательных, чаще всего наблюдаемых в холодную половину года) заметно проявляется межсезонная связь [11]. Поэтому в холодную часть года велика вероятность повторения аналогичных аномалий и через 24 месяца, хотя в действительности действует не строго двухлетний, а квазидвухлетний (26-месячный) цикл.

Функ и Гарнхем [148] одними из первых обнаружили существование двухгодичного колебания суммарного количества озона над австралийскими станциями. В последующем Раманатан [204]

обнаружил, что и над Индией в общем содержании озона наблюдается двухлетнее колебание, причем с противоположной фазой по отношению к австралийским станциям. Сравнение этих колебаний между собой представлено на рис. 32. На нем приведены изменения сглаженных отклонений месячных сумм общего содержания озона от их нормы для Кодайканела ( $10^\circ$  с. ш.) и Брисбейна ( $27,5^\circ$  ю. ш.) по данным Рангараджана [205], а также

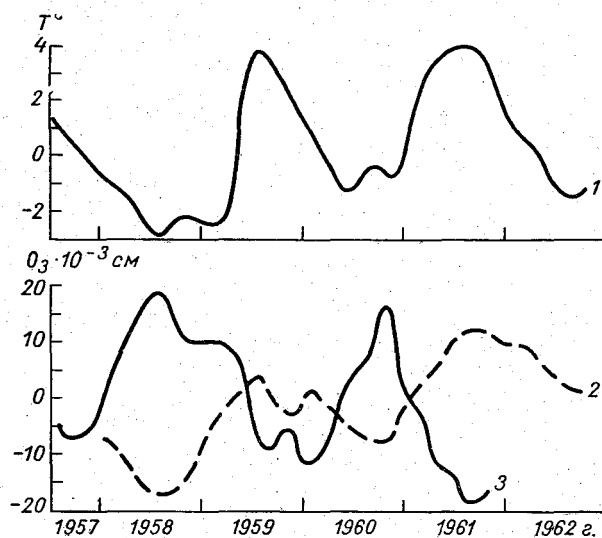


Рис. 32. Изменение температуры ( $T$ ) и общего количества озона ( $O_3$ ).

1 — о. Кантон, 2 — Кодайканел, 3 — Брисбейн.

изменения температуры на уровнях 40—50 мб над о. Кантон ( $3^\circ$  ю. ш.) за 1957—1962 гг.

По рис. 32 легко убедиться, что изменения общего содержания озона в экваториальной зоне (Кодайканел) находятся в одной и той же фазе с изменениями температуры в нижней стратосфере над о. Кантон и в то же время обе кривые находятся в противофазе с изменениями общего содержания озона над Брисбейном. Таким образом, не только температура, как отмечалось выше, но и озон в нижней стратосфере низких широт испытывает квазидвухлетние колебания, причем с противоположной фазой над экватором и тропиками.

Анджел и Корсговер [110] провели анализ колебаний 12-месячных скользящих средних значений температуры на поверхности 50 мб по ряду станций, расположенных от  $78^\circ$  ю. ш. до  $80^\circ$  с. ш. Приведенные ими кривые (рис. 33) показывают весьма четкую квазидвухлетнюю цикличность на станциях южного полушария ( $3, 12, 24, 33, 41$  и  $78^\circ$  ю. ш.). При этом южнее  $24^\circ$  ю. ш.



все станции указывают на хорошо согласованный квазидвухлетний цикл, но почти обратный по фазе квазидвухлетнему циклу на станциях экваториальной зоны. Характерно также, что максимум амплитуды этого квазидвухлетнего колебания температуры отмечается в экваториальной зоне (о. Кантон) и в

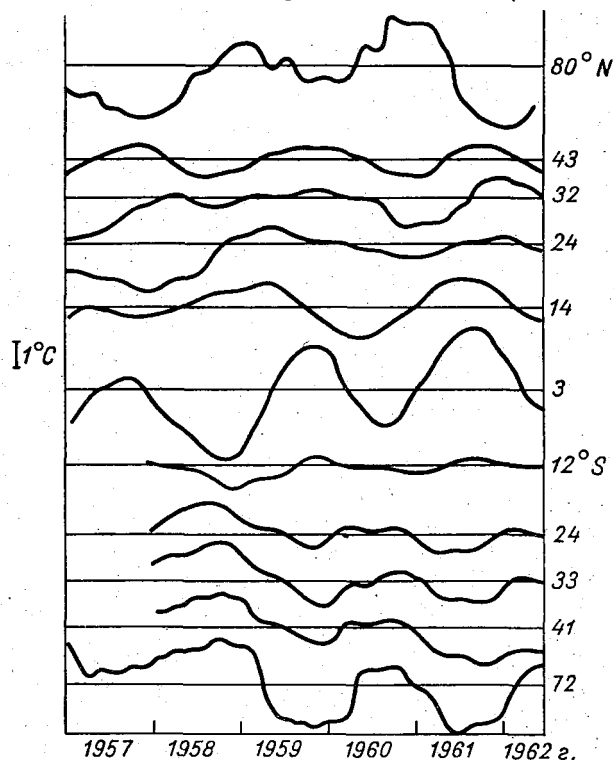


Рис. 33. 12-месячные скользящие средние значения температуры на уровне 50 мб.

южнополярной зоне (Мак-Мёрдо, 78° ю. ш.), а на промежуточных станциях эти амплитуды значительно меньше.

В северном полушарии крайняя северная станция (80° с. ш.) также характеризуется квазидвухлетним колебанием с наибольшей амплитудой и обратной фазой по отношению к колебанию температуры в экваториальном районе. Однако на станциях промежуточных широт фаза квазидвухлетнего колебания менее упорядочена и амплитуда значительно меньше. Это отличие от упорядоченного режима квазидвухлетнего колебания в такой же зоне южного полушария, возможно, является следствием более существенного проявления искажающего влияния сезонных колебаний циркуляции в северном полушарии по сравнению

с такими влияниями в южном полушарии. В то же время противоположность фаз квазидвухлетних колебаний в экваториальной стратосфере, в высоких широтах северного и южного полушарий, как и возрастание в этих широтах амплитуд этих колебаний, несомненно, указывает на глобальный масштаб явления. Эта глобальность и противофазность в высоких и низких широтах наглядно иллюстрируются приведенными на рис. 28—31 изменениями циркуляционных характеристик в стратосфере северного полушария.

Все эти особенности объясняются перераспределением масс воздуха в глобальном масштабе, обусловленным, как это показано выше на основе анализа моделей циркуляции (см. рис. 18 и 19), заменой антициклонической циркуляции в тропической стратосфере на циклоническую (и наоборот) в связи с квазидвухлетним циклом зональных составляющих ветра в экваториальной зоне. Поэтому можно утверждать также, что зарождение всех квазидвухлетних колебаний во внетропической нижней стратосфере происходит в нижней экваториальной стратосфере. К тому же, как будет показано в главе IV, именно в экваториальной стратосфере имеются условия для возбуждения такой цикличности.

Можно полагать, что обнаруженные в работах [74, 167, 169, 171, 172] квазидвухлетние колебания некоторых характеристик погоды и циркуляции в приземных слоях также находятся во взаимосвязи с глобальными колебаниями циркуляции в стратосфере. Влияния последних передаются вниз через соответствующие колебания тропосферных циркуляционных характеристик. В пользу такого предположения могут служить данные табл. 18 для тропосферы. Как видно из этих данных, и в тропосфере (уровень 500 мб) интенсивность зональной циркуляции за тот же период, который рассмотрен для нижней стратосферы, испытывала двухлетние колебания. Однако фаза колебания для рассмотренных случаев (март 1958—1962 гг.) оказалась обратной фазе колебания зональной циркуляции в нижней стратосфере. Кроме того, в среднем амплитуда колебаний тропосферной циркуляции в несколько раз меньше таких же колебаний в стратосфере.

Чем меньше высота, тем больше влияние сезонных факторов (годового цикла) изменения ряда метеорологических характеристик, особенно сильно проявляющееся в умеренных широтах северного полушария, где наиболее резко выражено чередование океанов и материков. Поэтому совместно с уменьшением амплитуды квазидвухлетних колебаний некоторых циркуляционных характеристик тропосферы указанные факторы могут оказывать сильное маскирующее влияние на проявление непосредственной связи между глобальными квазидвухлетними колебаниями стратосферной циркуляции и подобными колебаниями различных

метеорологических элементов в самых нижних слоях тропосферы.

Необходимо также иметь в виду, что в нижней экваториальной стратосфере квазидвухлетние колебания зонального ветра, температуры и циркуляционных характеристик, как показано в предыдущих разделах, распространяются сверху вниз со скоростью примерно  $1 \text{ км/мес}$ . В полярных же районах муссонные колебания в стратосфере распространяются вниз со скоростью  $1 \text{ км/день}$ , т. е. по сравнению с экваториальными широтами почти мгновенно. Поэтому различия в фазе между экваториальными колебаниями и такими же колебаниями в полярных широтах должны изменяться от одного уровня к другому. На это обстоятельство в отношении распространения температурного колебания обратили внимание также Анджел и Корсговер [110].

К сожалению, пока нет достаточного материала стратосферных наблюдений для детального анализа этой связи и выявления влияния на нее сезонных изменений, а также различных физико-географических условий. Несомненно, однако, что глобальный характер квазидвухлетних колебаний в стратосфере и тропосфере, причем с противоположными или смещенными фазами в разных широтных зонах и физико-географических районах, может быть обусловлен только аналогичными колебаниями в системе общей циркуляции атмосферы.

#### ГЛАВА IV

### ЦИРКУЛЯЦИЯ В ВЕРХНЕЙ ТРОПИЧЕСКОЙ И ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ СТРАТОСФЕРЕ И МЕЗОСФЕРЕ

#### Периодические и непериодические изменения зонального ветра в тропической стратосфере и мезосфере

Изменение скорости и направления ветра с высотой тесно связано с горизонтальным градиентом температуры [16]. При этом в северном полушарии термический ветер направлен вдоль средних изотерм слоя (область холода остается слева). При отсутствии адвекции тепла (т. е. при совпадении на карте изобар и изотерм) ветер с высотой усиливается, не меняя направления. В области адвекции тепла геострофический ветер поворачивает вправо, а в области адвекции холода — влево. Если горизонтальный градиент средней температуры слоя направлен противоположно горизонтальному барическому градиенту на нижнем уровне, а термический ветер направлен противоположно геострофическому на нижнем уровне, то геострофический ветер с высотой ослабевает, на некотором уровне превращается в нуль, а затем принимает противоположное направление, постепенно усиливаясь. В высоких слоях атмосферы термический ветер направлен с запада на восток, если температура повышается по направлению от полюса к экватору, и с востока на запад, если градиент температуры направлен к экватору.

Геострофические соотношения широко использовались для расчета ветра по заданному (или известному) термобарическому полю и, наоборот, для расчета термобарического поля по известному (заданному) распределению ветра. В 1955—1956 гг. Коханский [162, 163] предпринял попытку обобщить имеющиеся данные о температуре и ветре и выявить особенности зональной циркуляции до высот 25—30 км. При этом для получения вертикальных разрезов среднего зонального потока для центральных месяцев четырех сезонов (январь, апрель, июль и октябрь)

вдоль 80° з. д. данные о температуре использовались для расчетов геострофического ветра и, наоборот, данные о ветре использовались для уточнения поля температуры.

В 1951 г. Келлог и Шиллинг [161] для построения модели циркуляции до высоты 120 км, наряду с учетом имеющихся экспериментальных данных о ветре и давлении, вычисляли вертикальное распределение температуры воздуха на разных широтах (0, 30, 60 и 90° северной и южной широты), полученные по данным о термическом ветре.

Позднее Пант [199] провел аналогичные расчеты полей зимней и летней температуры. Для этой цели был использован более обширный материал наблюдений за ветром и давлением (в том числе и ракетные данные). Полученные поля зимней и летней температуры оказались в хорошем согласии с прямыми наблюдениями за температурой, а построенные профили ветра — с ранее опубликованными. Например, вычисленные Пантом данные для 30° с. ш. оказались в хорошем согласии не только с данными акустических измерений до высоты 35 км Брейсфилда [123] для 40° с. ш. (табл. 19), но и с данными прожекторного зондирования

Таблица 19

Вычисленные [199] и наблюдаемые [123] значения температуры на 40° с. ш. (°К)

Высота, км	Лето		Зима	
	[199]	[123]	[199]	[123]
15	214	216	215	221
25	231	226	228	221
35	250	243	245	241

до высоты 65 км на 30° с. ш. для июня 1952 г. (табл. 20), приведенными Элтерманом [139]. Эти данные находятся также в удовлетворительном согласии с данными фактических наблюдений за температурой с помощью метеорологических ракет, осуществленных на американской сети метеорологических станций

Таблица 20

Вычисленные [199] и наблюдаемые [139] значения летней температуры на 30° с. ш. над Нью-Мексико (°К)

Высота, км	15	25	35	45	55	65
Вычисленная температура	211	229	248	293	270	250
Наблюденная температура	205	219	248	285	280	235

до 1964 г. в зоне около 30° с. ш. [125], хотя для верхней стратосферы расхождения в летние месяцы большие, чем в предыдущих сравнениях.

Представляет также интерес сравнение годовых вариаций температуры, полученных Пантом [199] по наблюдаемым и вычисленным им значениям температуры для разных высот и широтных зон, с аналогичными величинами, полученными Кантором и др. [125] по наблюдениям за температурой с помощью метеорологических ракет за последние годы (табл. 21).

Таблица 21

Годовые амплитуды, вычисленные [199] и полученные по фактическим наблюдениям [125] для различных уровней и широт (° К)

Высота, км	30° с. ш.		60° с. ш.	
	[125]	[199]	[125]	[199]
25	4,5	4,9	22,2	18,0
35	8,3	8,6	21,1	28,0
45	45,2	6,7	57,4	27,2

Данные табл. 21 показывают, что на высотах до 35 км годовые амплитуды, вычисленные Пантом и полученные по фактическим наблюдениям, хорошо согласуются между собой как на 60°, так и на 30° с. ш., однако на высоте 45 км на 60° с. ш. рассчитанные амплитуды превышают наблюдаемые вдвое, а на 30° с. ш. — почти в 7 раз. Следовательно, с увеличением высоты, особенно в низких широтах, погрешность рассчитанных значений температуры возрастает. Естественно, что рассчитанные по таким температурам ветры для соответствующих уровней и широт также будут иметь определенную погрешность.

Дубенцов [31], исходя из соображений, что экстраполяция температуры более надежна, чем экстраполяция ветра, использовал меридиональные составляющие горизонтального градиента температуры на различных уровнях для расчета на основании уравнения термического ветра меридионального разреза поля зональных составляющих ветра до высоты 100 км для лета и зимы. Для высоких и умеренных широт эта схема достаточно хорошо совпадает со схемой Баттена [115], построенной главным образом по ракетным и другим фактическим (в основном метеорным) наблюдениям за ветром. Обе схемы согласованно уточняют по этим зонам схему циркуляции Меркатройда [184] для стратосферы и мезосферы. В то же время схемы Баттена и Дубенцова существенно различаются вблизи экватора, особенно в слое 70—80 км.

По схеме Баттена западные ветры наблюдаются не только в зимнем полушарии, но и в летнем до  $10^\circ$  широты, тогда как по расчетам термического ветра на разрезе Дубенцова в тропической зоне всюду показаны восточные составляющие, усиливающиеся с высотой.

Анализируя совместно разрез поля температуры и рассчитанный по нему разрез поля западных составляющих ветра, Дубенцов [31] отмечает, что в тропиках выше 50 км горизонтальный градиент температуры направлен к экватору и поэтому термический ветер становится восточным. По его мнению, если считать, что восточные ветры в слое 40—50 км сильно ослабевают и где-то около высоты 50 км переходят на слабые западные, то выше 50 км, где термический ветер восточный, вновь должен восстановиться восточный поток, усиливающийся с высотой. Поэтому в зоне от  $20^\circ$  с. ш. до  $20^\circ$  ю. ш. в течение всего года должны преобладать восточные потоки, усиливающиеся с высотой до 200 м/сек и более на высотах 90—100 км.

В. Р. Дубенцов отмечает, что фактических наблюдений за ветром в тропиках выше 40 км весьма мало, особенно для зимы. Поэтому трудно решить вопрос о том, насколько рассчитанные термические ветры для высоких слоев отражают реальную циркуляцию в тропиках. Следует еще добавить, что и о температуре высоких слоев низких широт до настоящего времени нет достаточных сведений. Мергатройд [184], например, по уравнению термического ветра произвел расчет вертикального сдвига ветра в слое толщиной 5 км, возникающего на разных высотах и широтах при наличии горизонтального градиента температуры, равного  $1^\circ\text{C}$  на  $10^\circ$  широты (табл. 22). Из данных этой таблицы

Таблица 22

Вертикальный сдвиг ветра (м/сек) в слое толщиной 5 км, возникающий при наличии горизонтального градиента температуры  $1^\circ\text{C}/10^\circ$  широты

Высота, км	Широта, град			
	10	30	50	70
30	10	4	2	2
40	8	3	2	2
50	5	2,5	1,6	1,5
60	6	2,5	1,0	0,7

видно, насколько велико влияние точности наблюдений за температурой на высотах на точность расчета термического ветра, особенно в низких широтах. Поэтому предпринимались также попытки получить каким-либо косвенным путем более обширные

и надежные данные о температуре высоких слоев над тропиками.

Одна из таких попыток, заслуживающая подробного рассмотрения, предпринята Коулом, Кантором и Нии [125]. Они использовали относительно обширные данные о распределении температуры и ветра в области  $30^\circ$  с. ш., полученные за последние годы с помощью метеорологических ракет, и уравнение термического ветра для получения оценок годового хода температуры между высотами 25 и 55 км на  $15^\circ$  с. ш. В ряде работ [31, 32, 129, 207, 209] было обнаружено, что величина годового цикла температуры имеет наибольшую амплитуду в высоких широтах и уменьшается по направлению к экватору. Наоборот, полугодовые и квазидвухлетние колебания наиболее выражены в тропических районах и заметно уменьшаются по амплитуде в направлении полюсов.

В работах Кантора и Коула [159] и Эплмана [111] были получены данные о распределении температуры и ветра на широтах между  $30$  и  $60^\circ$  с. ш., которые показали, что амплитуда годового температурного цикла выше 30 км выражена больше на 60, чем на  $30^\circ$  с. ш. Наблюдения показали, что на  $30^\circ$  с. ш. можно обнаружить присутствие как годового, так и полугодового температурного цикла между высотами 25 и 55 км, хотя сумма амплитуд обоих этих циклов меньше, чем амплитуда одного годового цикла на  $60^\circ$  с. ш. На основании этого Коул, Кантор и Нии [125] сделали предположение, что в тропиках к югу от  $30^\circ$  с. ш. на этих уровнях должны наблюдаться еще меньшие вариации стратосферных температур. По наблюдаемому распределению средней месячной температуры и ветра около  $30^\circ$  с. ш. за 1960—1964 гг., а также по уравнению термического ветра эти авторы получили экстраполированные значения температуры на  $15^\circ$  с. ш. для разных уровней между высотами 25 и 55 км (из-за ненадежности данных экстраполяция выше 55 км не производилась). Расчеты горизонтальных температурных градиентов между  $30$  и  $15^\circ$  с. ш. осуществлялись для высот 27,5; 32,5; 37,5; 42,5; 47,5 и 52,5 км.

В работе [125] отмечается, что температура на высотах 25—55 км уменьшается в направлении от  $30$  к  $15^\circ$  с. ш. в мае, июне, июле и августе, а в течение остальных месяцев, наоборот, возрастает.

Рассчитанные градиенты температуры совместно с вертикальными температурными профилями на  $30^\circ$  с. ш. были использованы для подсчета средних месячных температур на  $15^\circ$  с. ш. для каждого из шести уровней. Гармонически сглаженные значения экстраполированных температур для  $15^\circ$  с. ш. на высоте 27,5 км затем были сопоставлены с годовым ходом наблюдаемой температуры для уровня 15 мб на Филиппинах ( $15^\circ 16'$  с. ш.). Аналогичное сравнение произведено между годовым ходом на-



блюденной температуры на высотах 30,5 и 33,5 км над о. Кваджелейн (8° 34' с. ш.) и экстраполированными по гармоническому анализу температурами на высоте 32,5 км на 15° с. ш. (рис. 34).

Сравнение кривых на рис. 34 показывает, что амплитуда и фаза наблюдаемых и экстраполированных данных в обоих случаях весьма сходны. Хорошее согласие оказалось также между высотным профилем температуры, построенным в работе [125]

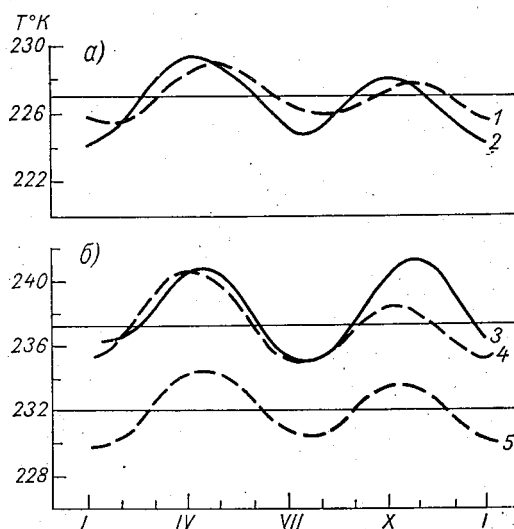


Рис. 34. Наблюдаемые и экстраполированные температуры на 15° с. ш. для некоторых уровней стратосферы.

1 — наблюдаемые температуры на Филиппинах (на уровне 15 мб), 2 и 3 — экстраполированные температуры соответственно на высотах 27,5 и 32,5 км, 4 и 5 — наблюдаемые температуры на о. Кваджелейн соответственно на высотах 33,5 и 30,5 км.

по восьми ракетным наблюдениям над о. Гуам в ноябре 1958 г. [190], и вертикальным профилем на 15° с. ш. для ноября, построенным по экстраполированным данным. Лишь для уровней, находящихся выше 47,5 км, экстраполированные температуры оказались больше наблюдаемых с помощью ракет в среднем на 5—6°.

На рис. 34 заслуживает внимания двойная волна в годовом ходе стратосферной температуры низких широт с максимумами весной и осенью (обсуждение этого вопроса будет несколько ниже). Значительный интерес представляют годовые колебания горизонтального температурного градиента между 30 и 15° с. ш. на разных уровнях. Оказалось, что он меняется от  $-0,25$  до  $+0,32$  на 1° меридиана на высоте 42,5 км и от  $-0,24$  до  $+0,44$  на высоте 52,5 км.

Относительно малые градиенты указывают на большую чувствительность зонального ветра в низких широтах к меридиональной структуре температурного поля [125]. Благодаря этому более желательно в низких широтах использовать наблюдаемое поле ветра для оценок температурных характеристик, а не наоборот. Даже небольшие ошибки в наблюдении за температурой в низких широтах приводят к большим ошибкам в значениях ветра, в то время как небольшие ошибки в наблюдениях за ветром мало сказываются на подсчетах распределения температуры. Однако непосредственных наблюдений за ветром в тропической стратосфере и мезосфере также было очень мало (особенно в экваториальных широтах).

Нодберг и Страуд [190] в 1961 г. опубликовали результаты анализа серии из восьми ракетных зондирований в тропической зоне Тихого океана (о. Гуам,  $13^\circ$  с. ш.), проведенных в течение ноября 1958 г. Из приведенного ими разреза следует, что на высотах от 35 до 70 км преобладают слабые западные ветры, характерные для зимней циркуляции. В этом месяце вблизи высот 55 и 65 км преобладающий западный поток иногда нарушался появлением восточных ветров. В летние месяцы этого же года (май, июль, август) было произведено 23 ракетных зондирования в экваториальной части Тихого океана [217]. На высотах 69—78 км обнаружен устойчивый восточный поток. Ниже 69 км сильно возрастает турбулентность, о чем свидетельствует быстрое рассеяние натриевого облака и большая изменчивость наблюдаемых векторов ветра. Средняя скорость ветра в слое 64—80 км составляет 38 м/сек. Максимальная скорость достигала 115 м/сек на высоте 69 км, азимут ветра был равен  $260^\circ$ . Выше 78—80 км преобладали меридиональные ветры. Возможно, что это связано со сменой направления ветра в более высоких слоях.

В 1958 г. Советская морская антарктическая экспедиция на д/э «Обь» провела серию ракетных наблюдений, в том числе в тропической зоне Атлантического океана. На разрезе между  $30^\circ$  ю. ш. и  $40^\circ$  с. ш. [9] по термическому и ветровому полям была обнаружена одна очень интересная особенность — вторжение теплой стратосферы летнего северного полушария в глубь стратосферы зимнего южного полушария. Это проявлялось прежде всего в том, что термический режим тропического пояса летнего северного полушария распространялся вплоть до  $15^\circ$  ю. ш.

В то время как над областями с «летней стратосферой» наблюдалась довольно равномерная по всей ее толще инверсия (градиент составлял в среднем около  $-0,3^\circ/100$  м), над районами с «зимней стратосферой» в слое 20—30 км наблюдалась почти изотермия (градиент был меньше  $-0,1^\circ/100$  м), зато стратосферная инверсия выше 30 км была выражена значительно резче. В соответствии с этим и поле ветра выше 20 км во всей толще стратосферы до высоты 40—45 км на всем протяжении

от 30° с. ш. до 15° ю. ш. характеризовалось исключительно восточными составляющими, которые лишь южнее 20—25° ю. ш. в стратосфере зимнего полушария сменились западными. Одновременно в зоне 5—32° с. ш. в довольно мощном слое (от 23 до 38 км) наблюдалось сильное восточное стратосферное струйное течение с максимальными скоростями на высоте 38 км до 250 км/час, т. е. значительно превышающими характерные средние скорости субтропического восточного струйного течения, которые обычно отражались на средних разрезах Коханского [162], Дубенцова [28], Мергатройда [184] и др.

В 1963—1964 гг. были проведены более или менее регулярные серии ракетных зондирований атмосферы до высоты 60—65 км на ряде островов тропической зоны Тихого и Атлантического океанов. По данным этих зондирований [130] представляется возможным построить разрезы полей зональных и меридиональных составляющих ветра, которые позволят получить более надежные характеристики распределения ветра в стратосфере и мезосфере тропической зоны, в том числе их периодические и непериодические изменения.

На рис. 35 приведен разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) с апреля 1963 г. по апрель 1964 г. (данные за июнь и большую часть июля отсутствуют), а на рис. 36 — с апреля по декабрь 1964 г. над Гавайскими островами (21° с. ш.). Анализ этих разрезов позволяет сделать ряд выводов об особенностях циркуляции в тропической зоне, основанных на непосредственных наблюдениях за ветром. Прежде всего на разрезах видно, что в стратосфере тропической зоны умеренных и высоких широт нет однородного зонального потока. В течение года на любом уровне стратосферы и нижней мезосферы здесь отмечаются западные и восточные зональные составляющие ветра в широком диапазоне скоростей. Легко также убедиться, что в стратосфере тропической зоны, как и в умеренных и высоких широтах, в теплую половину года выше 18—20 км преобладающими являются восточные ветры, а в холодную половину года — западные.

В апреле и даже в начале мая 1963 г. в слое 25—40 км и выше 50 км (рис. 35) наблюдались западные ветры, разделенные слабыми восточными ветрами в слое 40—50 км. 9 мая эти слабые восточные ветры начали распространяться вверх и вниз при одновременном опускании вниз восточных ветров из мезосферы.<sup>1</sup> 18 мая во всей стратосфере и нижней мезосфере

<sup>1</sup> Пространственные и временные разрезы поля зональной составляющей ветра позволяют судить непосредственно об особенностях поведения ветра в пространстве и во времени. Поэтому здесь и далее говорится о распространении, опускании или подъеме (по вертикали) слоя с той или иной составляющей ветра, а не о соответствующих перестройках термобарического поля, обуславливающих эти изменения.

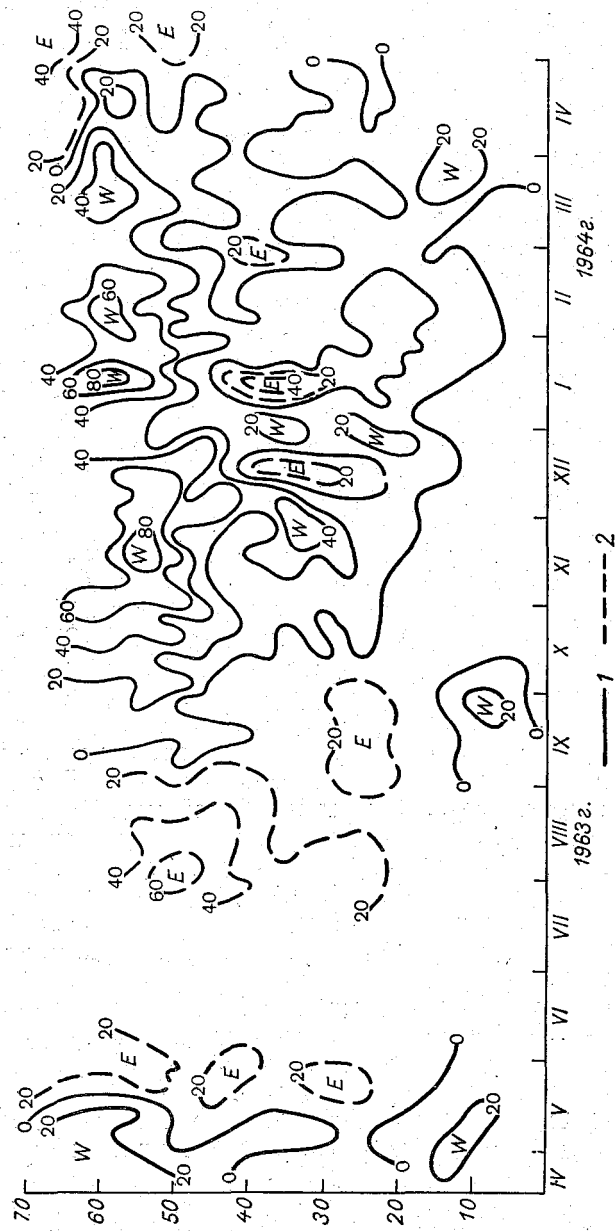


Рис. 35. Вертикальный временной разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над Гавайскими островами с апреля 1963 г. по апрель 1964 г.  
 1 — изюгахи западного ветра, 2 — изюгахи восточного ветра.

(примерно до высоты 70 км) тропической зоны отмечались восточные ветры. Эти восточные ветры оказались господствующими в июле, августе, а также, как можно судить по разрезу 1964 г. (рис. 36), и в июне.

Аналогичная картина перехода от зимней к летней циркуляции в стратосфере тропической зоны видна и в апреле—мае 1964 г. Восточные ветры постепенно охватывают всю толщу стратосферы и нижней мезосферы благодаря одновременному их распространению вверх и вниз из средней стратосферы и опусканию из мезосферы. В том и другом случае этот процесс занимает время до нескольких недель. Однако скорость его распространения и время наступления от года к году меняются. Если в 1963 г. наступление летней восточной циркуляции в тропической стратосфере и мезосфере началось и завершилось в течение первой половины мая, то в 1964 г. этот процесс начался уже в первых числах апреля (рис. 36) и завершился в первых числах мая. 2 мая и особенно 6 мая 1964 г. во всей толще тропической стратосферы и мезосферы уже отмечался восточный перенос с наибольшими скоростями (до 40 м/сек) на верхней границе зондирования (63—65 км), в то время как в 1963 г. такое же положение наступило лишь 18—22 мая.

В ряде работ [31, 88, 150, 160, 180] отмечается, что сезонная смена западных потоков восточными в стратосфере умеренных и высоких широт наступает в марте—апреле и происходит постепенно сверху вниз. В тропической стратосфере и мезосфере сезонная смена потоков наступает позднее (в апреле—мае) и распространяется на всю толщу стратосферы и мезосферы не только сверху вниз, но и одновременно снизу вверх, из средней стратосферы. Однако на разрезах (рис. 35 и особенно рис. 36) можно видеть, что наиболее сильные восточные ветры распространяются в основном сверху, из мезосферы.

Максимум скорости восточных ветров в тропической стратосфере наступает в июле—августе, причем также по-разному от года к году. В 1963 г. (рис. 35) максимум скорости восточных ветров (до 50—60 м/сек) отмечался в конце июля—начале августа на высоте 50 км. Наибольшая (62 м/сек) зональная восточная составляющая в этом году была отмечена 27 июля на высоте 52 км, однако еще 10—13 августа на высоте 49—50 км отмечались восточные ветры со скоростями до 50 м/сек. В июле 1964 г. (рис. 36) в верхней стратосфере и мезосфере отмечались два восточных струйных течения, расположенных друг над другом. Одно из них (нижнее) впервые появилось на разрезе в мезосфере (на высоте 64 км и более) еще в апреле. С некоторыми колебаниями нижнее струйное течение усиливалось (до 60 м/сек) и опускалось постепенно вниз до высоты 48—50 км к 15—25 июля, а в августе, постепенно ослабевая, оно продолжало опускаться до высоты 40—45 км. Параллельно с этим

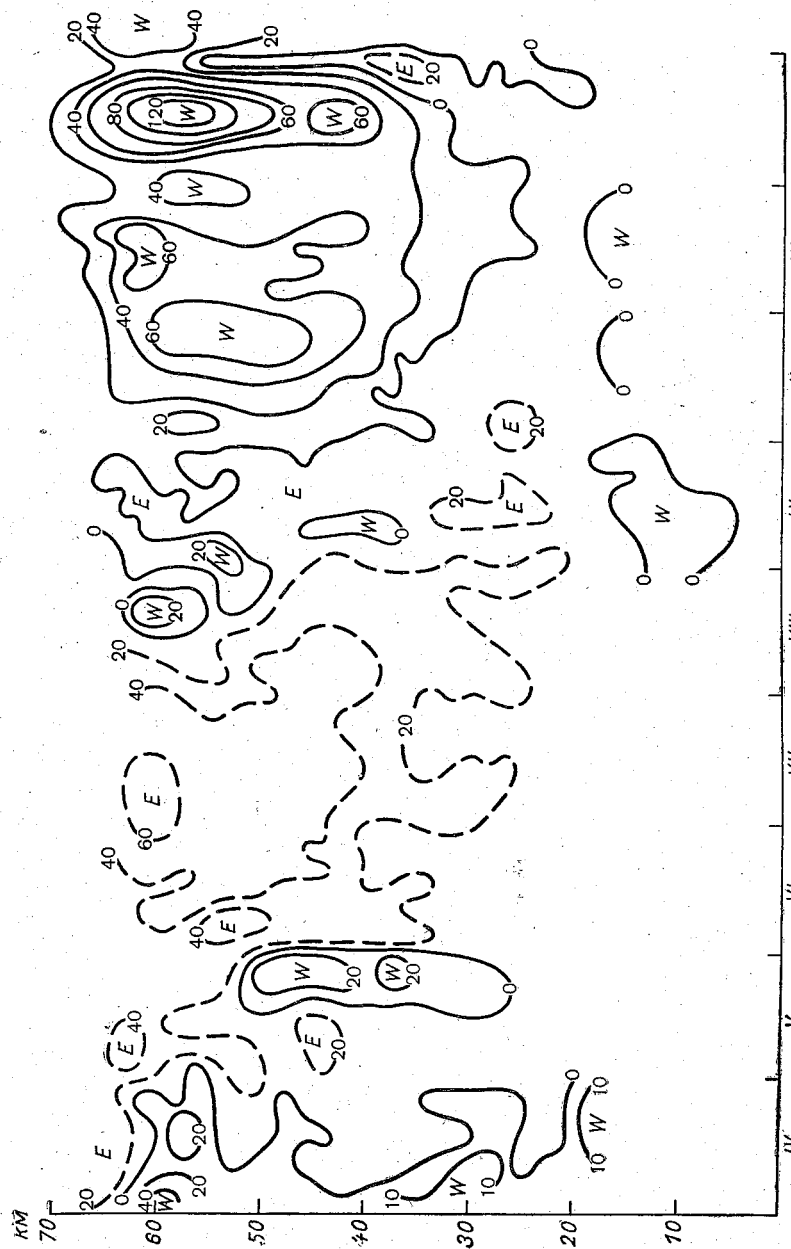


Рис. 36. Вертикальный временной разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над Гавайскими островами с апреля по декабрь 1964 г.  
Усл. обозначения см. рис. 35.

в июне из мезосферы вниз распространялась вторая восточная струя (с максимумом до 64 м/сек), которая в июле достигла слоя 55—60 км и затем начала ослабевать. Это указывает, что в тропической стратосфере и мезосфере в летний период иногда наблюдается сложная структура восточных струйных течений.

Из сравнения характеристик формирования летней восточной стратосферной циркуляции над тропиками в 1963 и 1964 гг. можно заключить, что этот регулярный периодический (сезонный) процесс в разные годы происходит по-разному. В частности, в 1964 г. он был сдвинут на более ранние сроки по сравнению с 1963 г.

Наряду с периодическими явлениями в развитии этого процесса, отмечаются также некоторые непериодические явления. Одно из них, как уже отмечалось, заключается в том, что опускание из мезосферы и усиление восточных потоков над тропической зоной происходит не монотонно, а с некоторыми пульсациями. Возможно, что они обусловлены непериодическими горизонтальными смещениями (в более высокие или низкие широты) летних стратосферных восточных струйных течений. Об этом может свидетельствовать еще более ярко выраженное явление, наблюдавшееся почти во всей толще тропической стратосферы в конце мая 1964 г. На разрезе (рис. 36) видно, что в конце мая 1964 г. над тропической зоной восточные ветры внезапно сменились в слое 25—52 км западными ветрами со скоростями до 30—32 м/сек в верхней стратосфере. Это явление (возможно, что в 1963 г. оно наблюдалось в апреле, рис. 35) может быть в известной мере сопоставлено с «внезапными» обращениями ветра с западного на восточный и потеплениями в зимней стратосфере высоких широт. Более подробно это явление будет рассмотрено ниже в связи с особенностями циркуляции в верхней экваториальной стратосфере и мезосфере, с которыми оно связано.

Рассмотрим теперь некоторые особенности зимней циркуляции в тропической стратосфере и мезосфере. На разрезах за 1963 и 1964 гг. (рис. 35 и 36) легко видеть, что зимняя циркуляция в тропической стратосфере и мезосфере характеризуется преобладанием западной зональной составляющей ветра, которая может достигать еще более значительных скоростей, чем восточная. Например, в 1963 г. максимальная скорость западного ветра, равная 93 м/сек, отмечалась на высоте 55 км в середине ноября, а в 1964 г. максимальная скорость западного ветра достигала даже 115 м/сек (на высоте 62 км) и 125 м/сек (на высоте 58 км) в середине декабря.

Пульсация и сочетание нескольких западных струйных течений в зимней тропической стратосфере и мезосфере еще более заметны, чем восточных струйных течений в летней. Например, в начале декабря 1963 г. (рис. 35) по вертикали одновременно отмечаются три стратосферных струйных течения с максимумами

до 40 м/сек в слое 33—38 км, до 65 м/сек в слое 40—48 км и до 70 м/сек в слое 50—60 км. В промежутках между указанными слоями скорости западного ветра ослабевали до значений менее 30 м/сек. Аналогичные явления отмечались в 1964 г. (рис. 36) в середине ноября и декабря.

Если переход к летней восточной циркуляции в тропической зоне осуществляется, как уже отмечалось, вниз из мезосферы и одновременно вниз и вверх из средней стратосферы, то переход от летней восточной циркуляции к зимней западной начинается, как это видно по разрезам (рис. 35 и 36), раньше всего в высоких слоях и постепенно распространяется вниз. В 1963 г. на высоте 60 км обращение ветра с восточного на западный наступило примерно 10 сентября, а на высоте 30 км оно произошло лишь в конце октября.

В 1964 г. на высоте 60 км восточный ветер сменился западным (до 18—22 м/сек) примерно 20 августа. Однако эта смена ветра еще не была устойчивой, так как почти в течение месяца (до 15 сентября) в этих слоях западные ветры неоднократно снова сменялись восточными (рис. 36) и лишь затем уже началось устойчивое опускание границы западных ветров, которая достигала высоты 30 км в период 5—10 ноября. Одновременно с опусканием границы западных ветров происходит и их усиление. 10 октября слой с западными ветрами скоростью более 30 м/сек располагался между высотами 50 и 56 км, а к 20 октября 1964 г. западные ветры со скоростью, в два раза большей (60 м/сек), занимали слой между высотами 46—60 км. Таким образом, распространение зимней западной циркуляции в тропической стратосфере не только отличается от распространения летней восточной циркуляции, но и происходит значительно медленнее.

Наконец, заслуживают внимания непериодические изменения циркуляции, отмечающиеся также в зимней тропической стратосфере. На рис. 35 и 36 видно, что на фоне зимней западной циркуляции иногда в тропической стратосфере появляются восточные ветры, часто с весьма большими скоростями. Такие нарушения наблюдались в конце декабря 1964 г. (рис. 36) и особенно часто в конце 1963 г. и начале 1964 г. Появление восточных ветров в зимней тропической стратосфере напоминает внезапные потепления в зимней стратосфере высоких широт, сопровождающиеся, как правило, значительным ослаблением западного ветра или чаще всего его обращением. Одновременно эти ветры как бы являются антиподами западных ветров, которые внезапно появляются в летней тропической стратосфере, на фоне уже установившегося восточного переноса.

Чтобы выяснить причину этих внезапных обращений ветра в тропической стратосфере или проследить детально характеристики их формирования в пространстве, необходимы карты



барической топографии в глобальном масштабе для разных уровней стратосферы. Ввиду того что таких карт пока нет, в настоящее время можно высказать лишь некоторые предположения, основанные на косвенных данных.

Известно, что на севере Тихого океана в зимней стратосфере обнаруживается так называемый северотихоокеанский стратосферный антициклон. Наличие этого антициклона, внезапное смещение его к югу или внезапное расширение его по площади может быть одной из причин обращения западного ветра в зимней тропической стратосфере. Однако это не единственный возможный механизм. Более того, с помощью такого механизма невозможно объяснить появление западных ветров на фоне установившейся летней восточной циркуляции в тропической стратосфере.

Очевидно, что существует и другой механизм, с помощью которого можно объяснить оба явления. Этот механизм — активное взаимодействие стратосферных циркуляций обоих полушарий [40—42]. На основе такой гипотезы легко объяснить появление западных ветров в летней тропической стратосфере вторжениями из противоположной зимней стратосферы, а восточных ветров в зимней тропической стратосфере вторжениями из противоположной летней стратосферы. Более подробно этот вопрос рассмотрен в следующем разделе.

#### **Некоторые сезонные особенности циркуляции в верхней экваториальной стратосфере**

Обнаружение квазидвухлетнего цикла прежде всего в смене зональных составляющих ветра в нижней экваториальной стратосфере оказалось возможным благодаря росту потолка радиозондирования и накоплению определенного минимума материалов высоких радиозондовых наблюдений в экваториальной стратосфере. Однако высота подъемов радиозондов все же не превышала 30—40 км. Данные до этих уровней позволили в какой-то мере изучить нижнюю половину экваториальной стратосферы. Только в конце 50-х и в начале 60-х годов текущего столетия началось изучение верхних слоев экваториальной стратосферы и мезосферы с помощью метеорологических ракет.

Первоначально это были лишь эпизодические зондирования в экваториальных широтах с советских экспедиционных кораблей [9], а также с американских полигонов на островах Энвенток ( $11^{\circ}26'$  с. ш.,  $162^{\circ}20'$  в. д.) и Кваджелейн ( $8^{\circ}44'$  с. ш.,  $167^{\circ}44'$  в. д.). Затем с октября 1962 г. была осуществлена более чем двухгодичная серия зондирований до высоты 60—70 км с помощью метеорологических ракет на о. Вознесения ( $7^{\circ}59'$  с. ш.,  $14^{\circ}28'$  в. д.) в экваториальной зоне Атлантики.

Материалы этих наблюдений [130] совместно с материалами других эпизодических ракетных наблюдений в экваториальной зоне, несмотря на их малочисленность, уже позволяют получить некоторое представление об особенностях циркуляции в верхней стратосфере и мезосфере экваториальных широт. Изучение этих

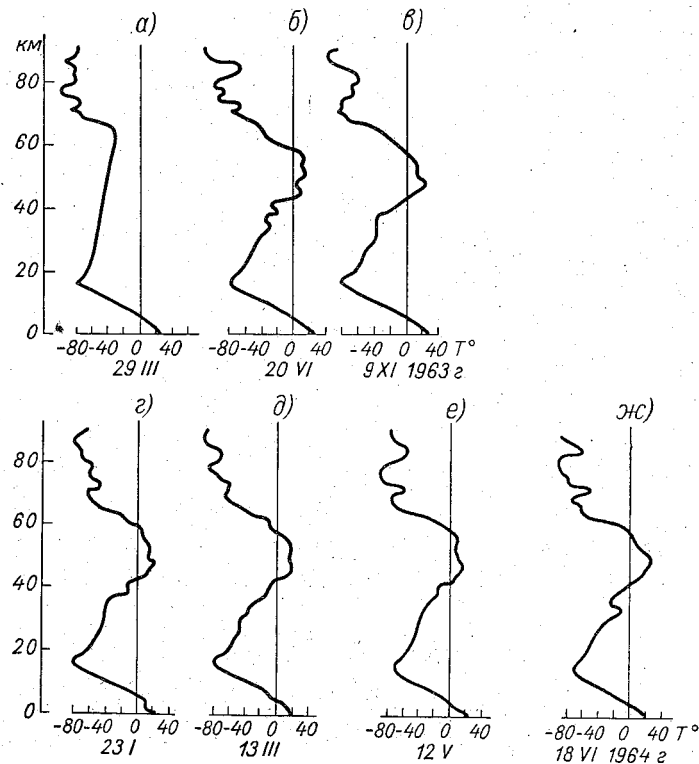


Рис. 37. Вертикальные профили температуры для разных сезонов с марта 1963 г. по июнь 1964 г. над о. Кваджелейн.

особенностей сезонных и циклических колебаний имеет особое значение для дальнейшего познания закономерностей общей циркуляции атмосферы, так как здесь соприкасаются и взаимодействуют воздушные оболочки северного и южного полушарий, находящиеся в течение длительных периодов в противоположных радиационных условиях. Наконец, эти материалы позволяют проверить и уточнить некоторые характеристики низкоширотной стратосферной и мезосферной циркуляции, которые на многих схемах общей циркуляции атмосферы показывались условно или на основе лишь косвенных расчетов.

На рис. 37 приведены вертикальные профили температуры, а на рис. 38 — вертикальные профили зональной и меридиональ-

ной составляющих ветра над о. Кваджелейн по восьми ракетным подъемам, охватывающим все сезоны с марта 1963 г. по июнь 1964 г. Мелкими флуктуациями температуры в тонких слоях

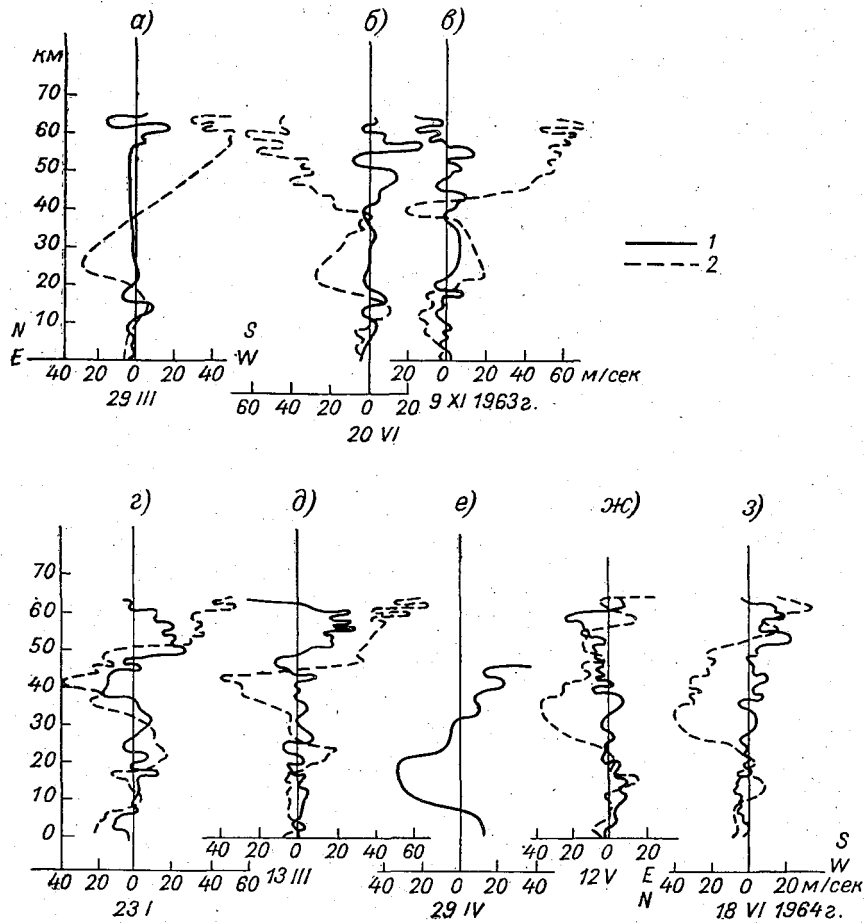


Рис. 38. Вертикальные профили меридиональных (1) и зональных (2) составляющих ветра для разных сезонов с марта 1963 г. по июнь 1964 г. над о. Кваджелейн.

верхней стратосферы и в мезосфере можно пренебречь, так как они обусловлены методом ракетных наблюдений (в чем легко убедиться, сравнив с ними кривые по радиозондированию на нижних участках). Тогда графики на рис. 37 отчетливо отражают температурные особенности экваториальной тропосферы, а также положение тропопаузы на высоте 17—18 км, стратосферы с характерным для низких широт непрерывным повышением

температуры до стратопавзы на высоте около 50 км и мезосферы с понижением температуры до мезопавзы, расположенной на высоте 75—80 км.

Рисунок 38 позволяет получить некоторое представление о вертикальном и сезонном изменении зональных и меридиональных составляющих ветра в стратосфере и нижней мезосфере. Из анализа вертикального распределения зональных составляющих ветра прежде всего видно, что и в верхней стратосфере экваториальной зоны наблюдается их вертикальная неоднородность, которая была отмечена в главе I как характерная для экваториальной тропосферы и нижней стратосферы. Например, 20 июня 1963 г. (рис. 38) восточные ветры в слое 18—38 км сменились на высоте около 40 км западными, а выше 40 км снова появились восточные ветры с максимумом до 70 м/сек на высоте 60 км.

Совсем иной характер вертикальной неоднородности зональных потоков иллюстрирует разрез 9 ноября 1963 г. (рис. 38). На нем западные составляющие в слое 18—38 км сменяются восточными со скоростью до 25 м/сек в слое 38—43 км, а затем выше 43 км снова появляются западные ветры с максимумом скорости до 70—73 м/сек на высоте 63 км. Еще большей вертикальной неоднородностью, как видно на тех же графиках, отличаются меридиональные составляющие ветра в верхней стратосфере и в мезосфере — северные и южные составляющие сменяют друг друга по вертикали так же часто, как и в нижней экваториальной стратосфере и тропосфере [40, 41].

Некоторое представление о сезонных особенностях циркуляции в верхней стратосфере и нижней мезосфере можно получить из совместного анализа кривых зональной составляющей ветра на рис. 38 и разреза для тропической зоны на рис. 35 и 36. На рис. 38 видно, что 29 марта 1963 г. в верхней экваториальной стратосфере и мезосфере наблюдался характерный для зимнего северного полушария западный перенос с максимумом скорости около 50 м/сек вблизи высоты 60 км.

В июне 1963 г. (рис. 38 б) слабый западный ветер над экваториальной стратосферой, как отмечено выше, еще сохраняется в очень тонком слое на высоте около 40 км. В остальной части нижней и верхней стратосферы и нижней мезосферы уже господствует характерная для летнего полушария восточная циркуляция с максимумом скоростей 65—69 м/сек на высоте 60 км и вторичным максимумом до 30 м/сек на высоте 25 км.

Из сравнения вертикального профиля за 20 июня 1963 г. (рис. 38) с разрезами зональных составляющих ветра для тропической зоны за 1963 г. (рис. 35) и 1964 г. (рис. 36) следует, что восточные ветры в стратосфере и мезосфере экваториальной зоны летнего северного полушария составляют одну систему с восточными ветрами в стратосфере и мезосфере всего летнего

северного полушария. Более того, даже в июле (рис. 35) максимальная скорость восточного ветра в тропической стратосфере и мезосфере достигала  $62 \text{ м/сек}$  (на высоте около  $52 \text{ км}$ ), а уже в июне 1963 г. (рис. 38) максимум восточного ветра достигал  $65\text{—}68 \text{ м/сек}$  на высоте  $60 \text{ км}$ . Последнее свидетельствует, что в 1963 г. максимум летней восточной циркуляции находился ближе к экватору и выше, чем это обычно показано на меридиональных глобальных разрезах [69, 115].

Осенью северного полушария (рис. 38 в) в мезосфере и верхней стратосфере северной экваториальной зоны снова устанавливается западный перенос с максимумом скорости  $70\text{—}73 \text{ м/сек}$  на высоте  $63 \text{ км}$ . При сравнении вертикального профиля на 9 ноября 1963 г. (рис. 38) с разрезом за ноябрь 1963 г. для тропической стратосферы (рис. 35) легко убедиться, что в эти же дни здесь наблюдались еще более сильные западные ветры (до  $93 \text{ м/сек}$ ). Следовательно, отмеченные 9 ноября 1963 г. (рис. 38) сильные западные ветры в северной экваториальной стратосфере и мезосфере являются южной периферией стратосферных струйных течений, находящихся в более высоких широтах.

Зимой (рис. 38 г) толщина слоя с западными ветрами над зимней экваториальной стратосферой и мезосферой не только не увеличилась по сравнению с осенью (рис. 38 в), но даже уменьшилась вследствие увеличения толщины слоя восточных ветров в средней стратосфере. Восточные ветры с максимальной скоростью около  $25 \text{ м/сек}$  осенью 1963 г. занимали тонкий слой между высотами  $38$  и  $43 \text{ км}$ , а к зиме (рис. 38 г) они уже занимали слой между высотами  $33$  и  $51 \text{ км}$  и их максимальная скорость возросла до  $40 \text{ м/сек}$  на высоте  $41 \text{ км}$  (8 января 1964 г. на этом же уровне отмечался восточный ветер с максимумом скорости  $36 \text{ м/сек}$ ).

При сравнении графика для зимней экваториальной стратосферы (рис. 38 г) с разрезом для тропической зоны северного полушария (рис. 35) видно, что в эти же дни и здесь в средней стратосфере наблюдались довольно сильные (максимум скорости  $53 \text{ м/сек}$  на высоте  $39 \text{ км}$ ) восточные ветры, которые в январе 1964 г. прослеживались и в более северных районах (Калифорния, максимум скорости  $29 \text{ м/сек}$  на высоте  $40 \text{ км}$ ). Однако в экваториальной зоне южного (летнего) полушария, как будет показано ниже, восточные ветры достигали скорости  $80 \text{ м/сек}$  (о. Вознесения, 17 января 1964 г.). Последнее позволяет заключить, что восточные ветры в зимней северной тропической зоне представляют собой продолжение более интенсивных восточных ветров летней стратосферы южного полушария. На подобное вторжение впервые было указано в работе [9].

Весной (рис. 38 д) в экваториальной стратомезосфере северного полушария, в высоких широтах которого уже наступает

постепенное обращение западного ветра на восточный [150, 221, 222], снова начинается опускание западных ветров в более низкие слои стратосферы. Если 23 января 1964 г. нижняя граница верхних стратосферных западных ветров находилась на высоте около 51 км (рис. 38 г), то 13 марта 1964 г. (рис. 38 д) она опустилась до 45 км, а максимум скорости западных ветров на высоте 62 км возрос с 55 до 70 м/сек (23 января скорость была 55 м/сек). Сравнивая профиль (рис. 38 д) с разрезом для тропической зоны (рис. 35), можно видеть, что в это же время здесь максимальные западные ветры на высоте 60 км не превышали 46 м/сек. В более высоких широтах, например в субтропиках (Виргиния, 37° 50' с. ш.), западные ветры в эти дни ослабли до 15—20 м/сек, а в Полярном бассейне (форт Грилли, 64° с. ш.) произошло даже обращение западного ветра.

Весенний характер циркуляции, т. е. низкое положение нижней границы западных ветров в верхней экваториальной стратомезосфере, наблюдается еще и в апреле. Например, 29 апреля (рис. 38 е) над о. Кваджелейн граница западных ветров верхней стратосферы еще сохранялась на высоте 45 км, а в это время над тропиками (рис. 36) почти во всей стратосфере и мезосфере уже произошло обращение западного ветра и сформировался летний тип циркуляции.

В мае (рис. 38 ж), а затем и в июне (рис. 38 з), т. е. по мере развития летней восточной циркуляции в стратосфере и мезосфере высоких, умеренных и тропических широт северного полушария, западные ветры в верхней стратосфере экваториальной зоны вытесняются снизу в более высокие слои, т. е. в мезосферу (выше 50—60 км). Здесь они превращаются в крайне северную периферию западных ветров южного полушария, обусловленных южнополярным зимним стратомезосферным циклоническим вихрем.

Таким образом, в тропических широтах летнего полушария восточные ветры уже весной (в апреле или начале мая) наблюдаются во всей стратосфере и мезосфере, в то время как в экваториальных широтах в верхней стратосфере и мезосфере еще отмечаются западные ветры. К лету западные ветры остаются лишь в мезосфере экваториальной зоны, уступая место во всей стратосфере восточным ветрам летнего полушария.

На рис. 39 приведены вертикальные профили зональных составляющих ветра по ракетным измерениям над экваториальной зоной южного полушария (о. Вознесения, 8° ю. ш.) примерно за те же дни, что и на рис. 38. Сравнение этих профилей с разрезами на рис. 38 для северной экваториальной зоны (8° с. ш.) позволяет установить, в какой мере последние характерны вообще для экваториальной зоны, а также особенности взаимосвязи циркуляций стратосферы и мезосферы обоих полушарий в разные сезоны.

Профили на рис. 39 *а, е, ж*, характеризующие осенние процессы в экваториальной зоне южного полушария, соответствуют профилям на рис. 38 *а, д, е* для весны 1963 и 1964 гг. в экваториальной зоне северного полушария. Сопоставляя их между собой, легко убедиться, что западные ветры, наблюдающиеся в весенней экваториальной стратосфере, отмечаются в это же время и в экваториальной стратосфере южного полушария, где развиваются уже осенние процессы. 11 апреля 1963 г. (рис. 39 *а*) западные ветры в экваториальной стратосфере и мезосфере южного полушария с максимумом скорости 45 м/сек на высоте

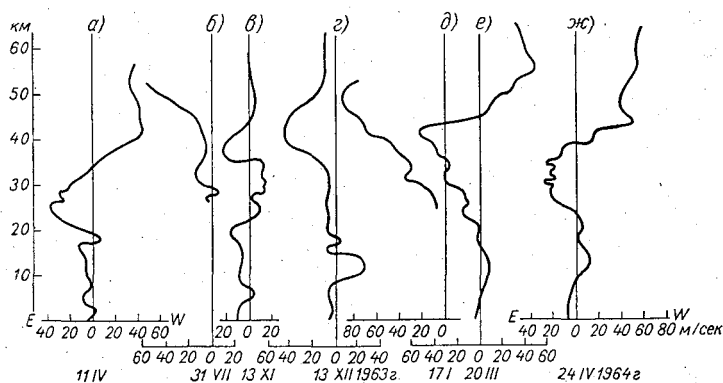


Рис. 39. Вертикальные профили зональных составляющих ветра для разных сезонов 1963 и 1964 гг. над о. Вознесения (8° ю. ш.).

41 км наблюдались уже с высоты 35 км, в то время как в экваториальной стратосфере северного полушария их нижняя граница 29 марта 1963 г. (рис. 38 *а*) намечается на высоте около 38 км. 20 марта 1964 г. (рис. 39 *е*) западные ветры в экваториальной стратосфере южного полушария с максимумом 51 м/сек на высоте 56 км отмечаются с высоты 45 км, а в северной экваториальной стратосфере их нижняя граница 13 марта 1964 г. (рис. 38 *д*) находилась на высоте 46 км и максимальная скорость составляла 70 м/сек.

По мере развития в экваториальной зоне южного полушария осенней циркуляции толщина слоя и интенсивность стратомезосферных западных ветров увеличивается, в то время как в экваториальной зоне северного (весеннего) полушария наблюдается обратный процесс. 24 апреля (рис. 39 *ж*) в экваториальной зоне южного (осеннего) полушария нижняя граница стратомезосферных западных ветров начиналась уже с высоты 39 км и максимум их скорости 57 м/сек отмечался на высоте около 65 км (потолок зондирования). В это же время (рис. 38 *е*) в экваториальной зоне северного (весеннего) полушария нижняя граница

западных ветров в верхней стратомезосфере отмечалась с высоты 46 км и максимум скорости их на высоте 57 км составлял всего 40 м/сек. В мае 1964 г. в экваториальной зоне осеннего (южного) полушария сильные западные ветры (около 50 м/сек) сохранялись в стратомезосфере выше 36—41 км, в то время как в экваториальной зоне весеннего (северного) полушария они сохранялись лишь в мезосфере (рис. 38 ж), уступив место во всей весенней экваториальной стратосфере восточным ветрам с максимумом скоростей 35—40 м/сек. Южная периферия восточных ветров (рис. 39 ж) отмечается и в средней и нижней стратосфере осеннего (южного) полушария, где скорость их не превышает 20—30 м/сек. Одновременно западные ветры стратомезосферы южного (осеннего) полушария с меньшими скоростями как бы продолжают в экваториальной верхней стратомезосфере северного (весеннего) полушария (рис. 38 е, ж).

По мере дальнейшего развития восточной циркуляции в летнем (северном) полушарии толщина слоя с восточными ветрами и их скорость в экваториальной зоне этого же полушария возрастают, в соответствии с этим начинают увеличиваться толщина слоя и скорость восточных ветров в стратосфере зимнего (в данном случае южного) полушария. Например, 18 июня 1964 г. в экваториальной стратосфере летнего полушария (рис. 38 з) восточные ветры с максимумом скорости 40 м/сек на высоте 33 км занимали уже всю стратосферу до высоты 53 км, и в соответствии с этим в экваториальной стратосфере южного (зимнего) полушария 17 июня 1964 г. нижняя граница слоя с восточными ветрами (со скоростью до 36 м/сек на высоте 33—34 км) поднялась в стратосфере до высоты 46 км. К 15 июля 1964 г. слой восточных ветров распространился в экваториальной зоне южного полушария на всю стратосферу, а максимальная скорость их на высоте 43 км достигла 41 м/сек.

Разрезы (рис. 38 и 39) показывают, что совершенно те же связи отмечаются, если рассматривать случаи, наблюдавшиеся весной (летом) в южном полушарии, а осенью (зимой) в северном. Например, на рис. 38 в приведен профиль зонального ветра для экваториальной зоны осеннего (северного) полушария 9 ноября 1963 г., а на рис. 39 в приведен соответствующий ему профиль 13 ноября 1963 г. для экваториальной зоны южного полушария, где уже наступила весна. Легко убедиться, что между ними имеется соответствие не только в верхней, но и в нижней стратосфере. В обоих случаях в нижней стратосфере, ниже 38 км, отмечаются западные ветры со скоростью до 20—23 м/сек, в тонком слое средней стратосферы — восточные ветры и в верхней стратосфере и мезосфере — снова западные ветры. При этом нижняя граница западных ветров в верхней экваториальной стратосфере северного (осеннего) полушария находится на высоте 43 км и максимальная скорость их составляет



72 м/сек на высоте 63 км, а в южном (весеннем) полушарии эти ветры уже значительно ослабели.

В январе 1964 г. в экваториальной стратосфере южного (теперь уже летнего) полушария восточные ветры распространились на всю стратосферу (рис. 39 д), максимум их скорости достиг 90 м/сек на высоте 50 км, в то же время в экваториальной зоне северного (зимнего) полушария (рис. 38 г) эти восточные ветры отмечались лишь в слое 32—51 км и максимум их скорости не превышал 40 м/сек. Ниже и выше этого слоя в зимней экваториальной стратосфере наблюдались западные ветры, особенно сильные (до 55 м/сек) в нижней мезосфере.

Характерно, что во всех рассмотренных случаях нулевая изотаха, разделяющая верхние западные и нижние восточные стратосферные ветры, наклонена из весенне-летнего полушария в осенне-зимнее. При этом наклон тем больше, чем дальше от дат весеннего (осеннего) равноденствия находится рассматриваемый промежуток времени. Лишь в дни, близкие к равноденствию (например, март 1964 г., рис. 38 и 39), этот наклон становится минимальным.

Таким образом, сезонные характеристики циркуляции в экваториальной верхней стратосфере и мезосфере существенно отличаются от таковых для стратосферы и мезосферы внетропических широт. Это отличие обусловлено взаимодействием циркуляций обоих полушарий, в которых лишь в переходные сезоны (т. е. в периоды, близкие к весеннему и осеннему равноденствию) наблюдаются примерно одни и те же радиационные условия. Именно в эти периоды в верхней стратосфере и мезосфере экваториальных зон обоих полушарий формируются западные потоки с весьма большими скоростями. Более того, ближе к датам весеннего и осеннего равноденствия появляются кратковременные периоды, во время которых на некотором уровне верхней стратосферы в глобальном масштабе устанавливается западная циркуляция [44, 235].

По мере удаления от дат весеннего и осеннего равноденствия радиационные условия в стратосфере и мезосфере обоих полушарий становятся существенно различными, поэтому меняются условия разогрева озоносферы и циркуляция. Наряду с формированием и опусканием в мезосфере высоких широт весеннего полушария восточных ветров, в экваториальных широтах обоих полушарий происходит распространение вниз западных ветров из мезосферы в верхнюю стратосферу. Одновременно западная циркуляция распространяется сверху вниз также во внетропической зоне осеннего (северного или южного) полушария. По мере усиления восточной циркуляции в высоких, умеренных и тропических широтах весенне-летнего полушария в экваториальной стратосфере начинается обратный процесс — восточная циркуляция весенне-летнего полушария постепенно

охватывает все большую толщу экваториальной стратосферы летнего и зимнего полушария, вытесняя из нее западные ветры вверх.

К середине лета (или зимы другого полушария) восточные ветры летнего полушария распространяются на всю экваториальную стратосферу и нижнюю мезосферу, а также (в виде сужающегося по вертикали слоя) и на большую часть стратосферы экваториальной и тропической зоны зимнего полушария. К этому времени западные потоки из стратосферы зимнего полушария вытесняются в его тропической и экваториальной зоне — в мезосферу, а в экваториальной части летнего полушария — также из нижней мезосферы в верхнюю мезосферу, где они образуют отдаленную периферию стратомезосферной западной циркуляции зимнего полушария.

Наконец, как было показано выше, нулевая изотаха, отделяющая верхние западные ветры стратосферы и мезосферы экваториальных широт от нижних восточных ветров стратосферы, почти всегда наклонена из весенне-летнего (любого) полушария в осенне-зимнее. Ближе к датам равноденствия этот наклон становится минимальным и по мере удаления от них он возрастает. Следовательно, в экваториальной стратосфере осенне-зимнего полушария западные ветры опускаются в более низкие слои (на несколько километров), чем в весенне-летнем полушарии. Это обстоятельство, как показано в следующем разделе, играет важную роль в циклических процессах в экваториальной стратосфере.

#### **Шестимесячная периодичность зонального ветра в верхней экваториальной стратосфере и связь ее с квазидвухлетней циклическостью в нижней стратосфере**

Анализ отдельных ракетных подъемов, хотя и относящихся к разным сезонам, не позволяет получить полного представления о сезонных особенностях циркуляции в стратосфере и мезосфере экваториальных широт. Опубликованные материалы более чем двухлетней серии ракетных зондирований, начатых в октябре 1962 г. над о. Вознесения, в экваториальной зоне южной части Атлантического океана [130], совместно с материалами наблюдений, полученными в других районах и на исследовательских кораблях, позволяют уточнить сезонные характеристики циркуляции в стратосфере и мезосфере не только низких, но и внетропических широт.

Некоторые результаты анализа этих материалов ракетного зондирования с осени 1962 г. до весны 1964 г. приведены в работе [44]. Появившиеся затем данные ракетных наблюдений над о. Вознесения за весь 1964 г. позволяют проверить и уточнить эти выводы.

На рис. 40 приведен временной разрез зональных составляющих ветра над о. Вознесения с октября 1962 г. по май 1964 г., а на рис. 41 — временной разрез с мая по декабрь 1964 г. Эти разрезы, особенно второй, построенный по большему количеству более или менее регулярных ракетных зондирований, указывают на наличие в верхней экваториальной стратосфере периодических и непериодических колебаний циркуляции. Например,

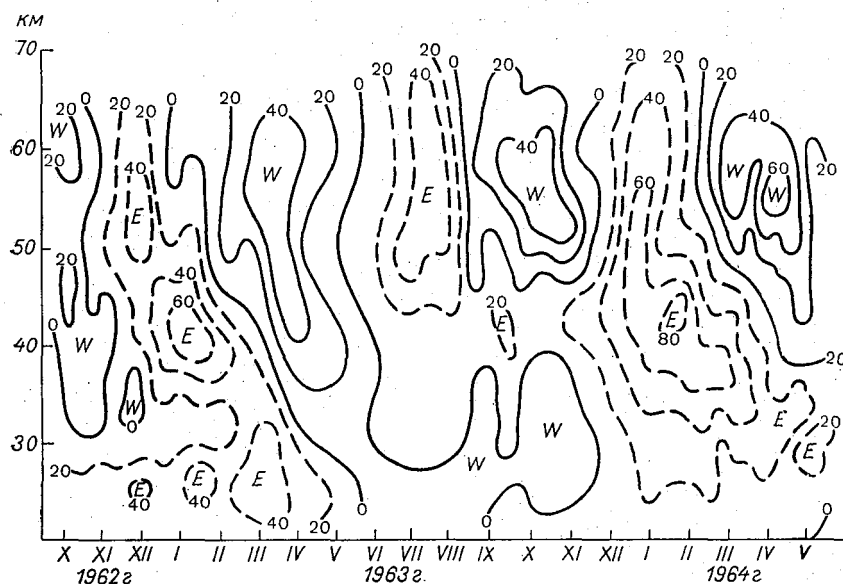


Рис. 40. Вертикальный временной разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над о. Вознесения с октября 1962 г. по май 1964 г.  
Усл. обозначения см. рис. 35.

в июне 1964 г. (рис. 41) на общем фоне подъема нижней границы западных ветров в середине третьей декады произошло внезапное понижение этой границы до 36 км. В августе 1964 г., как и в конце сентября 1964 г., наоборот, на общем фоне опускания нижней границы стратомезосферных западных ветров отмечалось внезапное кратковременное ее повышение. Аналогичные непериодические колебания наблюдаются и на разрезе рис. 40, хотя из-за меньшей полноты данных за этот период они выражены менее отчетливо. Указанные непериодические колебания в 1964 г. приходятся на июнь—сентябрь, когда в южном (в данном случае зимнем) полушарии господствовала западная циркуляция, а в северном — восточная, которая в начале этого периода еще усиливалась, а затем разрушалась.

Если учесть описанную в предыдущем разделе особенность взаимосвязи стратосферной циркуляции в экваториальных зонах

обоих полушарий, то легко убедиться, что в данном случае эти колебания были обусловлены также неперидическими изменениями в стратосфере летнего северного полушария. Однако эти и другие флуктуации не затушевывают периодических или циклических колебаний, которые явно проявляются на разрезах (рис. 40 и 41) в верхней экваториальной стратосфере.

На рис. 40 и 41 в верхней (как и в нижней) стратосфере и мезосфере экваториальной зоны отчетливо выражено чередо-

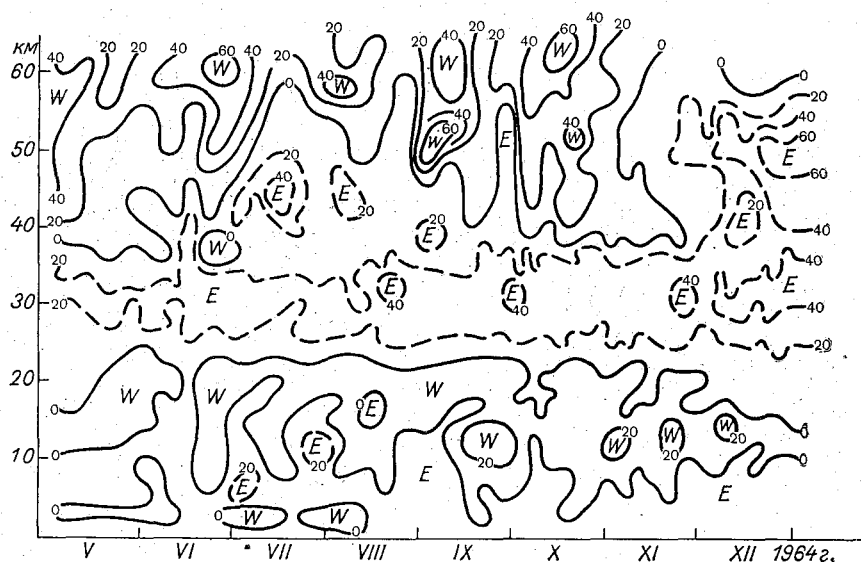


Рис. 41. Вертикальный временной разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над о. Вознесения с мая по декабрь 1964 г.

Усл. обозначения см. рис. 35.

вание западных и восточных составляющих ветра. Уже на основании анализа даже отдельных ракетных зондирований в предыдущем разделе было показано, что в любом центральном сезоне (летнем или зимнем) в верхней стратосфере и мезосфере экваториальных широт обоих полушарий появляются восточные ветры, а в переходные сезоны — западные. Анализ разрезов (рис. 40 и 41) показывает, что западные ветры прежде всего появляются в мезосфере, а затем постепенно опускаются в верхнюю и среднюю стратосферу.

Известно [31, 119, 179, 210, 211 и др.], что скорость опускания западных ветров в нижней экваториальной стратосфере равна 1 км в месяц. Разрезы (рис. 40 и 41) позволяют сделать вывод, что скорость опускания этих ветров из экваториальной мезосферы значительно больше. Так, с января до мая 1963 г. западный поток опустился с высоты 65—70 км до 30 км, т. е. со ско-

ростью 9—10 км в месяц. Такие же скорости опускания западных ветров обнаружены автором и по данным радиозондирования с экспедиционных кораблей «А. И. Воейков» и «Ю. М. Шокальский» в Тихом океане. Например, 10 апреля 1963 г. западный стратосферный поток (в точке  $\varphi=10^\circ$  с. ш. и  $\lambda=180^\circ$  в. д.) наблюдался с высоты 39 км (до 44 км — верхний уровень зондирования), а через месяц, 13 мая (в точке  $\varphi=6^\circ 22'$  с. ш. и  $\lambda=180^\circ$  в. д.), он уже наблюдался с высоты 30 км, т. е. опустился на 9 км.

Осенью 1963 г. западные ветры в середине августа наблюдались на высоте 65 км, а к середине ноября они уже отмечались на высоте 45 км, т. е. за 3 месяца опустились на 20 км. Осенью же 1964 г. они с высоты 60—65 км в середине июля опустились до высоты 40 км к концу октября, т. е. на 20—25 км за 3,5 месяца. Весной 1964 г. западные ветры за 3 месяца (с середины февраля до середины мая) опустились на 30 км (с высоты 65 км до 36 км).

Материалы наблюдений показывают, что восточные ветры, в отличие от западных, при переходе от весны (осени) к лету (зиме) распространяются в верхней экваториальной стратосфере и мезосфере с разными скоростями и по-разному в весенне-летнем и осенне-зимнем полушариях. В экваториальной зоне летнего полушария, точно так же как и в тропической зоне, восточные ветры распространяются не только вниз из средней мезосферы, но и одновременно вверх и вниз из средней стратосферы. Эта особенность видна на рис. 40 и 41.

В конце октября — начале ноября 1962, 1963 и 1964 гг. (т. е. весной южного полушария) всего за несколько недель восточные ветры из средней стратосферы и из мезосферы распространились на всю толщу нижней мезосферы и стратосферы. В экваториальной зоне зимнего полушария (в данном случае для южного полушария это июнь—август) на разрезах для зимы (южного полушария) 1963 г. (рис. 40) и особенно отчетливо для зимы 1964 г. (рис. 41) толщина слоя восточных ветров в течение июня и июля постепенно увеличивалась путем распространения именно снизу, из средней стратосферы в верхнюю стратосферу и самую нижнюю мезосферу. О распространении восточных ветров в зимней экваториальной стратосфере снизу наглядно свидетельствует подъем нулевой изотахи.

Указанное различие между формированием восточной циркуляции в летней и зимней экваториальной стратосфере, как было уже отмечено в предыдущем разделе на основе анализа взаимосвязей циркуляций обоих полушарий, обусловлено тем, что в зимней верхней экваториальной стратосфере восточные ветры появляются вследствие вторжения сюда постепенно увеличивающейся по интенсивности и вертикальной мощности восточной стратомезосферной циркуляции противоположного летнего полушария.

Такой характер взаимодействия стратосферной циркуляции смежных полушарий является одной из причин отмеченного выше наклона нулевой изотопы, разделяющей верхние западные и нижние восточные ветры в экваториальной стратосфере. По той же причине скорости восточных ветров в зимней экваториальной стратосфере меньше, чем в летней. Так, в январе—феврале 1963 г., январе—феврале и в декабре 1964 г. (т. е. в летних сезонах южного полушария) максимальная скорость восточных стратосферных ветров достигала соответственно 70, 80 и 70 м/сек, а в июле—августе 1963 и 1964 гг. (т. е. в зимних сезонах южного полушария) — лишь 40—50 м/сек (рис. 40 и 41).

А. М. Боровиков, Г. И. Голышев и Г. А. Кокин [9] на основе анализа радиозондовых и ракетных наблюдений с д/э «Обь», проведенных в июле 1958 г. в тропической зоне Атлантического океана, впервые обратили внимание на случай вторжения восточной циркуляции летней стратосферы северного полушария в стратосферу тропической зоны (до 15° ю. ш.) зимнего южного полушария.

Приведенный выше анализ вертикальных разрезов на рис. 40 и 41, а также на рис. 38, т. е. над экваториальными широтами противоположных полушарий, показывает, что такие вторжения из стратомезосферы любого летнего полушария в стратосферу зимнего полушария представляют собой характерную особенность циркуляции.

О том, что восточные ветры в тропической зоне зимней стратосферы связаны именно с вторжением сюда летней стратосферы, свидетельствуют также следующие данные. В работе [235] подсчитаны средние полумесячные значения меридиональной составляющей ветра в слое 45—55 км (так называемый меридиональный индекс стратосферной циркуляции). Они показывают, что над о. Вознесения меридиональные ветры в течение лета южного полушария и в ранние зимние месяцы направлены в зимнее полушарие (т. е. ветры южные). Наоборот, меридиональный поток зимнего сезона становится северным (т. е. тоже направлен из летнего северного полушария).

Естественно, что скорость восточных ветров, вторгающихся в тропическую зону противоположного зимнего полушария, меньше, чем в экваториальной стратосфере летнего полушария, расположенной ближе к сезонному максимуму восточных ветров. К тому же, как показано выше, характер распространения восточных ветров по вертикали в зимней и летней экваториальной стратосфере различен.

Наиболее существенная особенность циркуляции в верхней экваториальной стратосфере любого полушария заключается в циклическом постепенном распространении в нее из мезосферы западных ветров. Так как опускание осуществляется регулярно в весеннем и осеннем сезонах, то этот процесс можно назвать

даже периодическим, а не циклическим, хотя некоторые колебания сроков его начала придают ему также черты цикличности. Появляясь в верхней экваториальной стратосфере в весеннем и осеннем сезонах, западные ветры зимой и летом вновь уступают место в верхней экваториальной стратосфере восточным ветрам, причем, как описано выше, по-разному в летнем и зимнем полушариях.

Таким образом, периодические колебания в стратосфере обусловлены сезонной сменой циркуляции в высоких и умеренных широтах и характером взаимодействия этих циркуляций в стратомезосфере низких широт обоих (северного и южного) полушарий. Если при этом в стратосфере и мезосфере высоких широт смена носит муссонный характер с наиболее отчетливо выраженным годовым циклом, то в экваториальной верхней стратосфере сезонная смена (также муссонного характера) циркуляций происходит с полугодовым циклом. Действительно, рассматривая разрезы на рис. 40 и 41, легко убедиться, что на высоте 45—55 км длина периода, после которого вновь отмечается ветер того же направления, составляет около шести месяцев. Следовательно, продолжительность цикла здесь примерно в 4 раза меньше, чем в нижней стратосфере (на высоте 23—25 км).

На основе анализа данных о распределении ветра над о. Вознесения за период с октября 1962 г. по октябрь 1964 г. Рид [210] также пришел к выводу о наличии шестимесячной цикличности зональных составляющих ветра в верхней экваториальной стратосфере. В период с октября 1962 г. по октябрь 1964 г. восточные ветры в нижней стратосфере наблюдались в начале и в конце периода, а западные — в середине. Анализируя графики изменения зональных составляющих ветра на разных уровнях через интервалы 4 км, Рид [210] отметил, что на высоте 28 км отчетливо выражен 26-месячный цикл. На уровне выше 30 км оказалось трудным различить наличие двухлетней волны, в слое от 32 до 40 км можно полагать наличие годового цикла, а выше 40 км уже отчетливо проявлялся шестимесячный цикл. На основе гармонического анализа средних месячных данных Рид пришел к выводу, что скорость распространения колебания уменьшается от 2 км/мес выше 30 км до 1 км/мес ниже 30 км.

В работе Рида [210] не приведено никаких объяснений или предположений относительно причин появления шестимесячной цикличности в верхней экваториальной стратосфере и характера ее связи с 26-месячной цикличностью в нижней стратосфере. Между тем проведенный автором анализ указывает на явно выраженный сезонный характер этого колебания в верхней экваториальной стратосфере [44]. Западные ветры распространяются в ней сверху вниз в переходные сезоны, т. е. в периоды, близкие к датам весеннего и осеннего равноденствия, а восточные ветры — в центральные сезоны, т. е. в периоды, близкие к датам летнего

и зимнего солнцестояния. Этот вывод имеет важное принципиальное значение, так как указывает, что шестимесячный цикл обусловлен таким чисто периодическим явлением, как изменение высоты солнца.

Известно [8, 52], что максимум концентрации озона в низких широтах приходится на среднюю стратосферу, но наиболее нагретая часть слоя озона находится на уровне верхней стратосферы (45—55 км) [185]. Очевидно, что появление западных ветров в верхней экваториальной стратосфере обусловлено возникновением меридионального градиента температуры, направленного по обе стороны от экватора. Последний, как отмечается в работе Вэба [235], может формироваться вследствие максимального проникновения ультрафиолетовых лучей в толщу верхней стратосферы в периоды весеннего и осеннего равноденствия. В связи с этим особый интерес представляют графики (рис. 34 б) годового хода температуры (экстраполированной для 15° с. ш. и наблюдаемой над о. Кваджелейн, 8° с. ш.) на высотах 30,5 и 33,5 км.

На графиках отчетливо прослеживается двойная волна в годовом ходе температуры в экваториальной стратосфере с максимумами весной и осенью и минимумами зимой и летом. Очень интересным в этом отношении является также анализ колебаний температуры (экстраполированной) по высоте на 60, 30 и 15° с. ш., приведенной в работе Коула, Кантора и Нии [125]. В табл. 23 по данным этой работы приведены амплитуды и фазы

Таблица 23

Амплитуды и фазы 6- и 12-месячных циклов температуры на разных уровнях тропической зоны

Район	Высота, км	6-месячный цикл		12-месячный цикл		Отношение амплитуд 6- и 12-ме- сячных колебаний
		амплитуда, град	дата первого максимума	амплитуда, град	дата первого максимума	
Филиппины	21	0,4	16/VI	2,0	24/VIII	0,2
о. Джонстон (16°41' с. ш.)	21	0,1	9/V	1,3	12/VIII	0,1
Филиппины	28	1,3	9/V	0,7	1/VI	1,9
15° с. ш.	27,5	2,2	21/IV	0,8	12/V	2,8
Филиппины	30,0	1,5	1/V	1,0	9/VI	1,5
Кваджелейн (8° с. ш.)	30,5	1,9	1/V	0,6	21/V	3,2
15° с. ш.	32,5	2,8	3/V	0,8	21/I	3,5
Кваджелейн	33,5	2,1	21/IV	1,2	12/IV	1,8
15° с. ш.	37,5	1,2	9/IV	1,3	3/IV	0,9
15° с. ш.	42,5	1,1	24/III	1,4	27/I	0,8
15° с. ш.	47,5	1,3	27/III	1,2	3/I	1,1
15° с. ш.	52,5	2,0	1/III	2,6	6/XII	0,8



годового и полугодового цикла температуры на разных уровнях и широтах тропической зоны, а в табл. 24 — годовые разности между максимумом и минимумом средней месячной температуры на разных уровнях в зоне 15, 30 и 60° с. ш.

Анализ этих температурных колебаний совместно с колебаниями зональных составляющих ветра, приведенных на рис. 38, 39, 40 и 41, показывает, что они находятся в хорошем согласии. Так, данные табл. 23 показывают, что полугодовой цикл на 15° с. ш. имеет наибольшую амплитуду 2,8° на высоте 32,5 км. С уменьшением высоты эта амплитуда уменьшается, достигая минимума 0,4° около поверхности 50 мб (21 км). Выше 32,5 км она сначала также уменьшается до 1,1°, а затем начинает слабо увеличиваться с высотой и достигает значения 2,0°.

Таблица 24

Годовые разности (град) между максимумом и минимумом средних месячных температур на разных высотах в зонах 15, 30 и 60° с. ш.

Высота, км	Широта, град		
	15	30	60
25,0		4,9	18,0
27,5	5,4	5,5	20,2
30,0		7,7	23,0
32,5	6,5	8,2	24,0
35,0		8,6	28,0
37,5	3,9	7,9	28,8
40,0		7,2	29,5
42,5	4,2	7,0	30,3
45,0		6,7	27,2
47,5	3,4	5,4	23,2
50,0		5,0	17,0
52,5	7,0	4,0	17,0

Характерно, что с уменьшением высоты в полугодовом цикле температуры появляется отчетливо выраженная волна, как и при опускании западных и восточных ветров. Первый максимум на 15° с. ш. отмечается в начале марта на высоте 52,5 км. Максимум же скорости западного ветра на этом уровне в экваториальной зоне (рис. 40 и 41) в 1963 г. наступил в конце марта, а в 1964 г. — в середине марта.

В конце марта максимум температуры опускается в слой между 47,5 и 42,5 км, а максимум западного ветра на этих уровнях появился в середине апреля в 1963 г. и во второй половине апреля в 1964 г. Температурный максимум появляется на высоте 37,5 км в начале апреля, а на высоте 35 км — в конце апреля или начале мая. С небольшим сдвигом во времени на высоте

37,5—40 км наступает также максимум западных ветров верхней экваториальной стратосферы.

Годовой максимум температуры также появляется раньше на верхних уровнях, однако опускается он сравнительно медленнее и менее заметно, чем в полугодовом цикле. На высоте 52,5 км максимум температуры наступает в декабре, затем высота его снижается до 47,5—42,5 км в январе, до 37,5—33,5 км в апреле, до 30,5—27,5 км в мае и июне и до 21 км в августе. По данным табл. 24 видно, что амплитуда годового цикла температуры от 1,0 до 2,0° около высоты 20 км уменьшается с высотой до минимума 0,6—0,8° между 30 и 32,5 км, а затем возрастает до 2,6° на высоте 52,5 км. В работе [125] показано, что вариации средних месячных значений температуры на высоте около 20 км обязаны преимущественно годовому циклу, между 25 и 35 км — в основном полугодовому, а выше 35 км вклад годового и полугодового циклов температуры в годовую изменчивость почти одинаков.

В высоких и умеренных широтах муссонное обращение стратосферного ветра имеет явно выраженный годовой цикл [31, 69, 115, 116, 117, 147, 159, 184, 235 и др.], а в верхней стратосфере низких широт — полугодовой [44]. Совершенно очевидно, что наиболее отчетливо полугодовой цикл температуры и зонального ветра вследствие его зависимости от высоты солнца должен быть выражен наиболее отчетливо над экватором. По мере удаления от экватора в верхней стратосфере тропической зоны должен убывать вклад полугодового цикла и возрастать вклад годового. Действительно, данные табл. 24 показывают, что годовые разности между максимумом и минимумом средней месячной температуры в слое от 25 до 50 км имеют наибольшие значения (17—30°) на 60° с. ш. и наименьшие (3,4—6,5°) на 15° с. ш.

При обнаружении 6-месячных колебаний температуры и зонального ветра в верхней экваториальной стратосфере и квази-двухлетних колебаний в нижней экваториальной стратосфере возникает естественный вопрос — существует ли взаимосвязь между ними. В работе [44], хотя и по ограниченному данным, показано, что такая связь существует. Приведенные здесь графики (рис. 38—41) подтверждают эти выводы.

Как следует из анализа разрезов (рис. 40 и 41), для экваториальной зоны Южной Атлантики в одних случаях (например, октябрь—ноябрь 1962 и 1963 гг., апрель—май и сентябрь—октябрь 1964 г.) западные ветры, спускаясь из верхней экваториальной стратосферы, не достигают нижней стратосферы, а в других случаях (апрель—май 1963 г.) они достигают ее. Так как западные ветры верхней экваториальной стратосферы распространяются в осеннем полушарии ниже, чем в весеннем, то создается наклон переходной зоны (нулевой изотахи) между верхними западными и нижними восточными стратосферными ветрами из весеннего в осеннее полушарие.

Имеющиеся наблюдения позволяют заключить, что проникновение (прежде всего в осеннем полушарии) западных ветров из верхней в нижнюю экваториальную стратосферу и появление их здесь по квазидвухлетнему циклу — явления взаимосвязанные. По крайней мере, как следует из анализа разреза, приведенного на рис. 40, и вертикальных меридиональных разрезов для Тихого океана (см. рис. 1, 4, 5, 7, 13—16), эта зависимость наблюдалась в 1961, 1963 и 1965 гг. В 1963 г. верхний стратосферный западный ветер над о. Вознесения в начале марта (рис. 42 а)

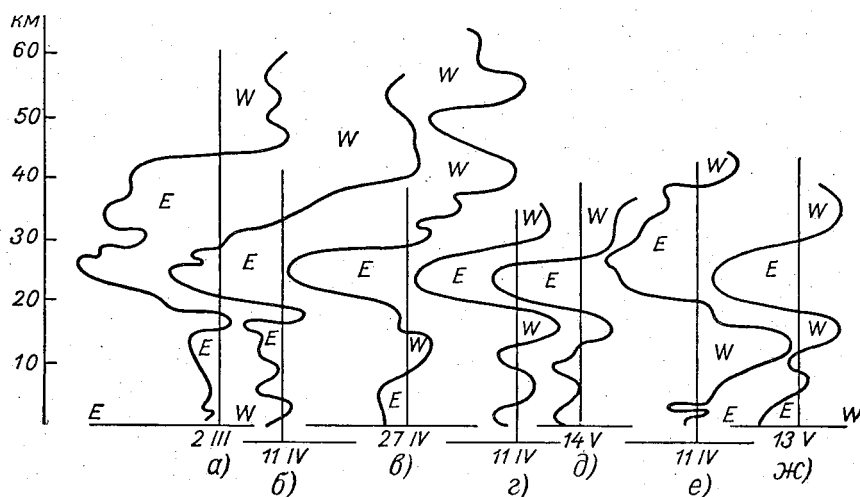


Рис. 42. Вертикальные профили зональных составляющих ветра над о. Вознесения (а, б, в), о. Кантон (г, д) и в центральной части Тихого океана (е, ж) при некоторых зондированиях весной 1963 г.

наблюдался только выше 44 км, а в апреле (осень южного полушария) он отмечался уже и в нижней стратосфере (рис. 42 б, в). Его нижняя граница 11 апреля 1963 г. была на высоте 34 км, а 27 апреля — на высоте 29 км.

Над о. Кантон (3° ю. ш.) западный ветер (рис. 42 г, д), характеризовавший начало 26-месячного цикла, также появился на высоте 29—30 км в апреле (11 апреля между уровнями 15 и 10 мб сменил направление с 70 на 270° при скорости 11 м/сек). В это же время в северной (весенней) экваториальной зоне Тихого океана западный ветер сначала занимал более высокие слои. 11 апреля (рис. 42 е, 10° с. ш. и 180° в. д.) его нижняя граница была на высоте 39 км и лишь 13 мая (рис. 42 ж, 6° 21' с. ш. и 180° в. д.) на высоте 30 км, т. е. и здесь нулевая изотаха опускалась из верхней стратосферы и была наклонена из весеннего северного полушария в осеннее южное. В последующем, к октябрю—ноябрю, она опустилась уже до высоты 22—23 км.

По вертикальному разрезу над о. Кантон (см. рис. 9) западные ветры в 1960 г. появились на уровне 10 мб в сентябре. С. С. Гайгеров [15] построил пространственно-временной разрез атмосферы с 27 июля по 10 августа 1960 г. вдоль 180° в. д. для зоны от 43° с. ш. до экватора по данным радиозондирования и по данным ракетного зондирования с исследовательских судов «А. И. Воейков» и «Ю. М. Шокальский». На этом разрезе отчетливо видно, что еще в августе на 10° с. ш. на высоте около 43 км появились довольно сильные (35 м/сек и более) западные ветры, а над экватором они наблюдались уже в слое 30—45 км.

К декабрю 1960 г., как это видно на другом разрезе из работы [15], а также на разрезе для о. Кантон (см. рис. 9), эти западные ветры опустились над экватором до высоты 23—25 км, превратившись в нижнюю стратосферу в южную периферию западных стратосферных ветров зимнего северного полушария. В средней и верхней стратосфере (в слое от 30 до 55 км) экваториальной зоны и до 18° с. ш. в это время наблюдались сильные восточные ветры (до 70 м/сек), представлявшие собой северную периферию стратосферных восточных ветров летнего южного полушария.

Аналогичные данные можно привести также для 1965 г. Как уже отмечалось в главе I, радиозондированием с и/с «А. И. Воейков» было установлено [43], что 6 апреля 1965 г. на 3° ю. ш. и 150° з. д. нижняя граница стратосферного западного ветра находилась на высоте 32—33 км (на высоте 33 км отмечен северо-западный ветер 15 м/сек). В это же время на высоте 33 км над экватором отмечался еще северо-восточный ветер 22 м/сек. 7 апреля 1965 г. над экватором (см. табл. 11) переход к северо-западному ветру отмечен на высоте 33—34 км, причем до высоты 40 км включительно (верхняя граница радиозондирования) восточный ветер усиливался. Таким образом, и в 1965 г. появление западных ветров по квазидвухлетнему циклу в нижней стратосфере было связано с проникновением их из верхней стратосферы, прежде всего в осеннем полушарии, куда также была наклонена нулевая изотаха.

Следовательно, можно считать, что квазидвухлетний цикл зональных составляющих ветра отчетливо проявляется лишь в нижней половине экваториальной стратосферы. Его пространственные характеристики, т. е. размеры горизонтального распространения, как показано в главе III, находятся в тесной зависимости от сезонных характеристик стратосферной циркуляции в каждом полушарии.

Появление западных ветров в нижней экваториальной стратосфере и их колебание по квазидвухлетнему циклу не связано с механизмом зарождения их в средней или нижней экваториальной стратосфере. Еще менее очевидными являются тропосферные влияния на этот цикл, как предполагается в работах [188,

189]. Приведенные данные показывают, что в действительности в экваториальных широтах западные ветры проникают до уровней средней и нижней стратосферы из мезосферы и верхней стратосферы. В этих слоях западные ветры весьма большой силы распространяются вниз со значительно большими скоростями, чем в нижней экваториальной стратосфере. Их появление и опускание в верхней экваториальной стратосфере имеют периодический характер, ибо они регулярно в периоды около дат весеннего и осеннего равноденствий опускаются сюда из мезосферы в весеннем полушарии или из самой верхней стратосферы в осеннем полушарии. Как правило, эти ветры проникают до средней стратосферы, т. е. до высот 40—35 км, причем в осеннем полушарии они опускаются ниже, чем в весеннем (в соответствии с наклоном нулевой изотакхи из весеннего в осеннее полушарие).

Опускание западных ветров в верхнюю экваториальную стратосферу обусловлено изменениями в нагревании озонного слоя в связи с годовыми изменениями склонения солнца. Поэтому в определенном смысле можно утверждать, что 6-месячные колебания зонального ветра и температуры в верхней экваториальной стратосфере в основном связаны не с циклическими, а с периодическими влияниями солнечной (ультрафиолетовой) радиации на высокие слои атмосферы. По этой причине начало квазидвухлетнего цикла, если за таковое принимать появление западных ветров в средней экваториальной стратосфере (на высоте около 35 км), должно осуществляться здесь около дат весеннего или осеннего равноденствия, т. е. в весеннем или осеннем сезоне данного полушария. Следовательно, в действительности повторение западных ветров в квазидвухлетнем цикле в средней экваториальной стратосфере должно чаще всего наступать не через 26 месяцев, а в сроки, кратные 6 месяцам, т. е. через 18, 24 или 30 месяцев.

Если, по наблюдениям, в экваториальной зоне одного и того же полушария западные ветры впервые появились, например, осенью, то при повторном их появлении через 18 или 30 месяцев (т. е. уже в весеннем сезоне данного полушария) может наблюдаться сдвиг на 1—2 месяца. Последнее обусловлено, как показано выше, наклоном нулевой изотакхи между верхними западными и нижними восточными стратосферными ветрами из весеннего полушария в осеннее. Так как разница высот может достигать нескольких километров, то оседание западного ветра (со средними скоростями 1 км в месяц для нижней стратосферы) в весеннем полушарии до того же уровня, где он наблюдался в осеннем, может происходить с опозданием по сравнению с шестикратным периодом (т. е. по сравнению с интервалами 18 или 30 месяцев) на несколько месяцев.

Обратное соотношение, очевидно, может наблюдаться, когда впервые западный ветер появится весной, а второй раз — осенью в том же полушарии. Возможно, что именно в этом заключается причина того, что квазидвухлетний цикл экваториальных ветров в нижней стратосфере колеблется в широких пределах (от 23 до 29 месяцев) [30, 135, 211].

В главе II было показано (см. рис. 14), что только на высоте около 23—24 км квазидвухлетний цикл в среднем имеет продолжительность 26 месяцев и состоит из одинаковых по длительности частей с западными и восточными ветрами. Выше и ниже 23—24 км даже в среднем нарушается эта симметричность и продолжительность. На высоте 28—30 км западные ветры имеют продолжительность 12 месяцев, а восточные — 15 месяцев. Однако и эти цифры являются лишь средними.

Анализ данных наблюдений с 1958 г. для наиболее высокого уровня 10 мб по о. Кантон (см. рис. 9) показывает, что действительные интервалы квазидвухлетнего цикла (с учетом поправки на наклон нулевой изотахи) на этом уровне ближе к интервалу 24 или 30 месяцев, чем к среднему интервалу 26 месяцев. Кроме того, из анализа этих данных следует, что западные ветры в средней стратосфере появились здесь в последние месяцы 1958 г. (т. е. весной южного полушария). Следующее повторное появление их отмечалось в последние месяцы 1960 г., т. е. тоже весной южного полушария. Следовательно, повторение в данном случае шло по 24-месячному циклу (на уровне 10 мб его продолжительность составила около 22 месяцев).

В следующем цикле западные ветры в средней стратосфере уже появились в апреле 1963 г., т. е. в осенние месяцы южного полушария, и поэтому вторично они появились в средней стратосфере уже через интервал, близкий к 30 месяцам, а не к 26 (на уровне 10 мб этот интервал равен 31 месяцу).

Наконец, из табл. 11 и разреза на рис. 13 видно, что и в 1965 г. впервые западный ветер в средней стратосфере был отмечен в южном полушарии в мае—июне, т. е. так же как и в 1963 г. осенью, и, следовательно, повторное опускание его из верхней стратосферы произошло с интервалом, близким к 24 месяцам.

Описанный выше внутриатмосферный механизм появления западных ветров в верхней экваториальной стратосфере и их 6-месячный цикл в то же время не объясняют проникновения западных ветров через среднюю стратосферу в нижнюю. Как показано выше, такое проникновение наблюдается не каждую весну или осень, а лишь через некоторый средний циклический интервал, равный 26—27 месяцам, который в свою очередь складывается из чередующихся интервалов, близких к 24 или 30 месяцам. Очевидно, что для объяснения этого могут быть применены многие гипотезы, высказанные ранее для объяснения 26-месячного цикла (см. главу II).

Можно полагать, однако, что более обоснованными являются гипотезы, опирающиеся на механизм внеземного влияния. В пользу этого прежде всего свидетельствует тот факт, что механизмом возбуждения западных ветров в нижней экваториальной стратосфере являются западные ветры мезосферы и верхней экваториальной стратосферы, которые распространяются из высоких слоев в более низкие.

Кроме того, в литературе имеются указания на наличие квазидвухгодичного цикла солнечной активности [124, 132, 216], геомагнитного поля [219] или сочетания определенного взаимного положения Солнца, Луны и Земли [10]. Энергетическое значение каждого механизма в отдельности, как отмечают многие авторы, действительно ничтожно мало. Однако при наличии описанного выше механизма 6-месячного периода опускания западных ветров в экваториальной мезосфере и верхней стратосфере даже такой слабый механизм, как квазидвухлетний цикл солнечной активности, может создать дополнительный импульс, при котором ультрафиолетовая радиация, воздействующая на озон, проникает более глубоко в стратосферу, чем обычно. В экваториальной стратосфере эффект такого дополнительного импульса будет максимальным в периоды весеннего и осеннего равноденствия, когда солнечные лучи падают здесь отвесно. При этом должен происходить прогрев и более низких слоев экваториальной стратосферы и соответствующее опускание западных ветров из верхней ее части в нижнюю. К сожалению, для подтверждения указанного механизма нет необходимых прямых измерений ультрафиолетовой радиации. Однако имеются убедительные доказательства [109, 110] наличия квазидвухгодичного колебания в экваториальной стратосфере температуры, озона и высоты тропопавзы, свидетельствующие о возможности такого механизма.

Схематическое изображение 6-месячных периодических колебаний зонального ветра в верхней экваториальной стратосфере и мезосфере и квазидвухлетних циклических колебаний в нижней стратосфере приведено на рис. 43. Схема на рис. 43 уточняет аналогичную схему В. Р. Дубенцова [31], построенную им для нижней экваториальной стратосферы. Рисунок 43 иллюстрирует также характер взаимосвязи обоих стратосферных колебаний (6-месячного и квазидвухлетнего).

Если для стратосферы и мезосферы на данном уровне их изученности различия по долготе можно считать несущественными, то в тропосфере, как отмечалось в главе II, они весьма значительны. Однако ни на одной модели, естественно, отразить эти детали невозможно. Поэтому на рис. 43 в тропосфере отражены лишь те характеристики, которые преобладают в большей части экваториальной зоны. В частности, в нижней экваториальной тропосфере, как показано в главе I, такими характеристиками являются восточные составляющие ветра, а в верхней тропосфере —

западные. В слое тропосферы имеется возможность формирования многократных наслоений зональных составляющих ветра противоположных направлений, обусловленных неперiodическими процессами.

В нижней половине стратосферы, т. е. в слое от тропопаузы и примерно до высоты 30—35 км, отмечается квазидвухлетний

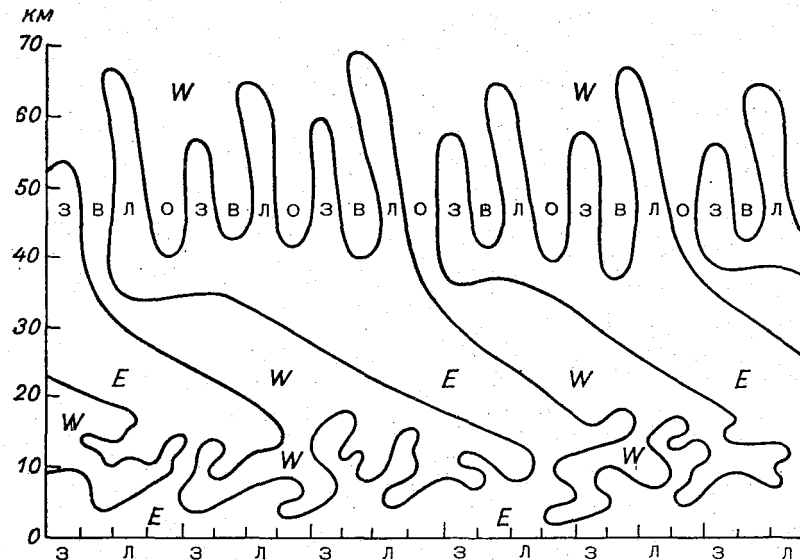


Рис. 43. Схема взаимосвязи квазидвухлетнего и 6-месячного цикла зональных ветров в нижней и верхней экваториальной стратосфере.  
З — зима, В — весна, Л — лето, О — осень.

цикл колебания западных и восточных составляющих ветра. Увеличение к тропопаузе периода с западными ветрами и уменьшение периода с восточными ветрами соответствуют рис. 10 и выводам о том, что в среднем лишь на высоте 23—24 км продолжительность обеих ветвей квазидвухлетнего цикла (т. е. периода с западными и восточными ветрами) одинакова. Выше этого уровня продолжительность западных ветров убывает, а восточных возрастает, ниже — наоборот.

В средней экваториальной стратосфере (т. е. в слое 30—40 км) на рис. 43 восточные ветры показаны преобладающими почти в любом сезоне. В весеннем и осеннем сезонах они представляют собой узкую зону деградирующей восточной циркуляции. Деградация ее только в верхней экваториальной стратосфере обусловлена периодическим процессом формирования здесь западных потоков переходных сезонов. В летнем и зимнем сезонах толщина слоя этих восточных ветров вновь увеличивается благодаря объединению с восточной циркуляцией, форми-



рующей в стратомезосфере всего летнего полушария, и распространению последней в тропическую зону противоположного зимнего полушария.

Эти две особенности отражены на модели с помощью соответствующего изгиба и угла наклона нулевой изотопы в стратосфере и мезосфере. При переходе от весны к лету выпуклость нулевой изотопы всегда направлена в сторону летнего сезона и имеет малый наклон, что соответствует быстрому формированию летней восточной циркуляции в мезосфере и стратосфере.

При переходе от лета к осени и от зимы к весне нулевая изотопы наклонена из мезосферы в среднюю стратосферу, а при переходе от осени к зиме — из средней стратосферы в нижнюю мезосферу, при этом в первых двух случаях наклон больший, чем в третьем. Первые два случая соответствуют медленному опусканию западных ветров в осенней и весенней экваториальной мезосфере и стратосфере, а третий — медленному подъему восточных ветров в экваториальной зоне зимнего полушария из средней стратосферы в верхнюю.

Модель на рис. 43 также показывает, что вблизи экватора в мезосфере зимнего полушария и в верхней мезосфере летнего полушария сохраняются западные ветры, которые весной и осенью опускаются в верхнюю стратосферу до уровня 35—40 км. Восточные же ветры летнего полушария здесь одновременно опускаются из средней мезосферы (65—70 км) и поднимаются из средней стратосферы, а в зимнем полушарии они поднимаются из средней стратосферы лишь до уровня 50—55 км (в зимних тропиках еще ниже).

Ввиду наличия наклона нулевой изотопы из весенне-летнего полушария в осенне-зимнее летние восточные ветры занимают в экваториальной мезосфере и стратосфере большую толщину, чем зимние. При этом по мере удаления от экватора в зимнем полушарии толщина слоя восточных ветров уменьшается, достигая минимума где-то на границе зимних тропиков. В периоды весеннего и осеннего равноденствия наклон нулевой изотопы отсутствует, и верхняя граница восточных ветров в экваториальной стратосфере занимает самое низкое положение (около 35—40 км).

Наконец, рис. 43 показывает, что в начале каждого квазидвухлетнего цикла весной или осенью западные ветры верхней экваториальной стратосферы проникают в нижнюю стратосферу. В частности, показан случай, когда первый квазидвухлетний цикл начинался с западного ветра весной, а второй — осенью, и поэтому первый из них должен сохраняться в средней стратосфере около 30 месяцев.

## ГЛАВА V

### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМОСВЯЗИ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В СТРАТОСФЕРЕ И МЕЗОСФЕРЕ ВНЕТРОПИЧЕСКИХ И ТРОПИЧЕСКИХ ШИРОТ

Материалы предыдущей главы показывают, что наблюдается тесная взаимосвязь между сезонными характеристиками циркуляции атмосферы в низких широтах обоих полушарий, а также между циркуляциями в стратосфере и мезосфере тропических и внетропических широт каждого полушария. Прежде всего об этом свидетельствует проиллюстрированная на разрезах рис. 38—43 многослойность противоположных потоков со значительными скоростями в экваториальной стратосфере и мезосфере.

Совершенно очевидно, что значительные по силе противоположные ветры не могут быть изолированными узкими воздушными течениями только лишь экваториальной зоны. С другой стороны, вторжение в стратосферу тропических широт (в среднем до  $18-20^\circ$ ) зимнего полушария восточных ветров из стратомезосферы летнего полушария с характерными для последнего термическими особенностями [9] создает на северной границе зимних тропиков зону активного взаимодействия не только циркуляций низких и высоких широт одного и того же полушария, но и циркуляционных систем стратосферы обоих полушарий.

Поэтому в тропической зоне зимней стратосферы должны наблюдаться наибольшие зональные сдвиги и горизонтальная неустойчивость. Имея в виду, что толщина слоя восточной циркуляции в стратосфере зимнего полушария постепенно уменьшается к тропикам, можно утверждать, что в тропической зоне этого полушария на границе между восточными и западными ветрами должны появляться также значительные вертикальные сдвиги и неустойчивость.

В работе [40] автором была высказана и затем несколько развита [41, 44] гипотеза о том, что вторжения летней стратосферной циркуляции в тропическую зону зимнего полушария имеют не случайный, а систематический характер и должны при-

водить к флуктуационным меридиональным перестройкам стратомезосферного поля течений зимнего полушария. Кроме того, было отмечено, что зимний стратосферный антициклон на севере Тихого океана, как и зимние потепления в других районах стратосферы, которым в литературе приписывается взрывной характер, имеют одну и ту же природу. Они обусловлены флуктуационными меридиональными перестройками стратомезосферного поля течений зимнего северного полушария вследствие вторжения воздуха из теплой стратомезосферы летнего южного полушария. Указывалось также, что аналогичные явления могут происходить и в южном зимнем полушарии и что нисходящие движения усиливают эффект этого потепления в стратосфере, но они играют подчиненную роль [40, 42].

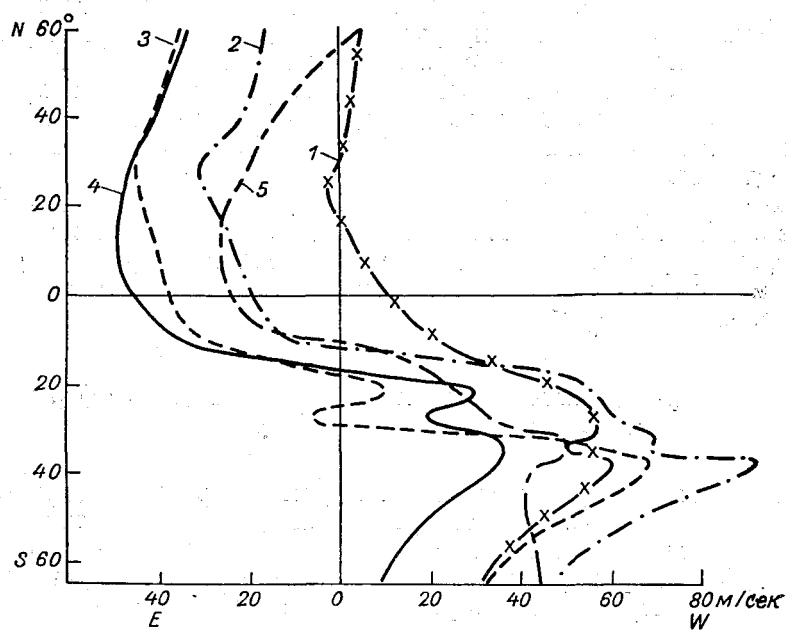


Рис. 44. Характеристика симметричности циркуляции между 60° с. ш. и 60° ю. ш. в мае (1), июне (2), июле (3), августе (4) и сентябре (5) по [235].

Значительный интерес в этом плане представляют некоторые расчеты, приведенные в работе Вэба [235]. На основе кривых годового хода полумесячных значений индекса стратосферной зональной циркуляции (средний зональный ветер в слое 45—55 км) для разных широтных зон Вэб построил кривые меридионального распределения этих индексов между 60° с. ш. и 60° ю. ш. для мая—сентября (рис. 44).

Анализируя характер кривых (рис. 44), Вэб [235] пришел к выводу, что широтная зона между 10 и 40° зимнего полушария представляет собой главную область динамической деятельности верхней стратосферы. Рисунок 44 показывает, что максимальные зональные сдвиги и, следовательно, горизонтальная неустойчивость в стратосфере действительно сосредоточены вдоль зоны 15—20° широты зимнего полушария (кривые 3 и 4 для зимнего полушария).

На основании расчета относительной завихренности для пятиградусных широтных зон Вэб [235] пришел к выводу, что вторжение восточной циркуляции летней стратосферы в тропическую зону зимней стратосферы указывает на преобладающую роль первой (в отношении охвата более обширной части стратосферы по сравнению с зимней западной циркуляцией) и управляющее влияние ее на развитие циркумполярного зимнего вихря. Кроме того, он также считает, что разрывы между противоположными системами циркуляции около 18—20° широты зимнего полушария приводят, как это высказывалось и в работах [40, 42], к важным взаимодействиям, направленным к вторжениям в зимнюю циркуляцию из летней.

В связи с этим в настоящей главе рассматриваются некоторые особенности высокоширотной и среднеширотной циркуляции в стратосфере и мезосфере и анализируется характер возможной взаимосвязи их с преобразованиями циркуляции в низких широтах обоих полушарий.

#### **Некоторые климатические характеристики стратосферы и мезосферы внетропических широт**

Важнейшими физическими факторами, определяющими состояние высоких слоев атмосферы, являются радиационные и динамические процессы атмосферы. Для высоких широт определяющим фактором радиационных процессов является существование полярного дня и полярной ночи. Так, на 70° с. ш. продолжительность полярного дня и полярной ночи составляет соответственно 70 и 55 суток, а на Северном полюсе — соответственно 189 и 176 суток. Эти цифры с высотой также меняются.

Чередование полярной ночи и полярного дня приводит к характерным изменениям в радиационном притоке тепла, которые заключаются в том, что в течение полярной ночи отсутствует приток тепла за счет поглощения коротковолновой солнечной радиации озоном и водяным паром и вместе с тем происходит непрерывная потеря тепла за счет инфракрасного излучения водяным паром, углекислым газом и озоном [45, 86, 191]. Напротив, наступление полярного дня приводит к увеличению притока радиационного тепла в стратосферу высоких широт.

Наиболее изменчивыми компонентами в стратосфере и мезосфере являются водяной пар и озон, причем данные о вертикальном распределении водяного пара в стратосфере настолько скудны и разноречивы, что вопрос о содержании водяного пара в верхних слоях атмосферы остается пока недостаточно ясным [45]. Значительно больше, хотя также еще далеко не окончательно, изучены закономерности распределения озона.

Исследованию вертикального распределения озона и его общего содержания посвящен ряд работ [8, 23, 47, 94, 98, 99, 148, 149, 203 и др.]. Особенно много исследований посвящено выявлению этих характеристик над различными физико-географическими районами.

По Годсону [149], построившему изоплеты годового хода общего содержания озона на различных широтах северного полушария, количество озона минимально на экваторе и максимально в высоких широтах в конце зимы и весной, а также в умеренных широтах осенью. Везде (за исключением тропиков) наблюдается годовой ход содержания озона с максимумом весной (март—апрель) и минимумом осенью (октябрь).

По Божкову [8], обработавшему около 4000 отдельных наблюдений за период с 1956 по 1963 г., основной мировой минимум общего содержания озона находится около  $20^{\circ}$  с. ш. и вторичный — около  $47^{\circ}$  с. ш.; основной максимум находится на  $76^{\circ}$  с. ш., а вторичный — на  $40$ — $43^{\circ}$  с. ш. На основе анализа среднего меридионального профиля вертикального распределения озона им установлено, что слой с максимальной плотностью озона имеет среднюю высоту 26 км от экватора до субтропиков, затем средняя высота его уменьшается до 24—23 км над умеренными широтами и до 21—19 км над  $60^{\circ}$  с. ш. и вблизи полюса. При этом верхняя граница слоя понижается от экватора к полюсу всего лишь с высоты 27,8 км до 24 км, в то время как нижняя граница с высоты 23,4 км над экватором понижается до 19 км над  $50^{\circ}$  с. ш. и до 11 км над полюсом.

В табл. 25 приведены данные о процентном содержании озона в разных слоях [8]. Из этой таблицы видно, что слой с максимальным процентным содержанием озона наиболее высоко расположен над экватором и тропиками (19—33 км), а затем они снижаются над умеренной зоной до 19—28 км и над полярной до 10—24 км.

Данные этой таблицы также показывают, что выше 24 км в стратосфере самый большой процент общего количества озона (70%) содержится над экватором; над субтропиками это количество убывает до 53%, над  $60^{\circ}$  с. ш. — до 37% и над полюсом — до 28%.

Что касается сезонных изменений вертикального распределения озона, то оказалось, что они наибольшие в слоях ниже 25 км и весьма незначительны над этим уровнем, причем как плотность,

Таблица 25

## Процентное содержание озона по слоям в зависимости от широты

Северная широта, град	Слой, км								
	1,8-10,3	10,3-14,8	14,8-19,2	19,2-23,7	23,7-28,2	28,2-32,7	32,7-37,5	37,5-42,6	больше 42,6
3	4,7	2,2	4,4	19,8	29,6	20,5	12,8	6,3	2,2
24	3,4	2,9	7,0	20,4	29,0	19,6	10,0	4,0	2,3
33	7,1	5,7	10,4	19,9	23,6	15,9	7,9	3,2	1,9
40	8,0	8,4	14,8	20,5	20,8	14,4	8,2	3,3	2,1
43	8,3	9,7	13,5	20,1	20,2	13,4	7,3	3,0	2,0
47	7,4	10,9	14,2	20,1	20,2	13,3	7,3	3,3	2,1
53	6,4	11,5	15,5	20,8	19,7	12,7	6,9	3,0	1,7
60	5,2	15,0	19,9	22,5	18,2	9,8	5,0	2,5	1,6
76	6,2	19,3	22,8	23,6	13,1	7,7	4,1	2,0	1,2

так и процентное содержание озона в нижнем слое внетропической зоны значительно уменьшаются от зимне-весеннего сезона к осеннему, а в тропической зоне сезонные колебания весьма незначительны. Данные об изменении озона подтверждают наличие меридионального переноса, направленного к полюсу в средней стратосфере в основном зимой и весной [8].

Ввиду недостаточности экспериментальных данных о радиационных процессах в стратосфере и мезосфере сведения о радиационном режиме этих слоев обычно получают путем теоретических расчетов, основанных на учете вертикального распределения тех компонентов атмосферы, которые в основном его определяют.

По расчетам Оринга [191], общий радиационный баланс для слоя атмосферы от уровня тропопаузы до 55 км в умеренных и высоких широтах имеет хорошо выраженный годовой ход. Например, значения радиационного баланса переходят через нуль в полярных районах весной в конце марта — начале апреля и осенью в конце сентября, в умеренных широтах — в начале мая и в начале сентября. Таким образом, баланс сохраняется положительным в полярных широтах около шести месяцев, в умеренных широтах — в течение четырех месяцев, в приэкваториальной и субтропической зонах баланс положительный в течение всего года.

В теплое время года на всех широтах в слое 21—55 км радиационный баланс положителен, а в холодное время он положителен в субтропической зоне и отрицателен в северных широтах с наибольшими (отрицательными) значениями в зоне 50—70° с. ш.

Данные об изменениях радиационного баланса с высотой использовались для расчета изменения температуры. Например, на основе таких расчетов Мергатройд и Гуди [185] установили, что максимальная температура наблюдается в слое 45—55 км (стратопауза), выше которого она понижается до минимума на высоте около 80—85 км (мезопауза), а затем снова повышается с высотой.

Как показывают наблюдения, фактическое распределение температуры, особенно ее внутрисезонные изменения в стратосфере и мезосфере, не всегда соответствует расчетным. Последнее обусловлено не только тем, что теоретические расчеты зависят от точности коэффициентов поглощения и данных о вертикальном распределении тех компонент ( $O_3$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$  и т. д.), которые определяют радиационные процессы, но и тем, что и в стратомезосфере значительную роль играют динамические процессы.

В настоящее время имеется уже немало конкретных и даже обобщенных или средних многолетних характеристик вертикального распределения температуры для разных долгот и широтных зон, прежде всего нижней стратосферы [13, 17, 32, 51, 54, 67, 93, 138, 162, 194] и до уровней 80—100 км [1, 9, 18, 21, 29, 46, 82, 89, 90, 94, 97, 105, 164, 180, 184]. Поэтому отметим лишь некоторые основные характеристики поля температуры стратосферы и мезосферы, полученные главным образом в СССР на основе обширных ракетных измерений, проводившихся в Арктике (о. Хейса, Земля Франца-Иосифа), в средних широтах Европейской части СССР, в средних широтах южного полушария и в тропиках [97].

Первые публикации этих материалов, дающие представления о вертикальной стратификации температуры в стратосфере, о сезонных и широтных изменениях ее теплового режима, относятся еще к 1957—1959 гг. [1, 105, 106]. Например, Швидковский [105] в 1958 г. опубликовал данные о годовом ходе температуры в стратосфере, полученные с помощью ракетных наблюдений над о. Хейса и средними широтами. Было установлено, что вертикальный профиль температуры в стратосфере существенно зависит от широты.

По данным работ группы советских авторов [1, 81, 97], следует различать четыре типа кривых стратификации, из которых три относятся к внетропическим широтам, а четвертый к тропической зоне.

Первый тип, обычно наблюдающийся в полярных широтах зимой, характеризуется понижением температуры с высотой в нижней части стратосферы и ростом в верхней. Второй тип, отмечающийся в течение всего года в умеренных широтах, а весной и осенью — и в высоких, отличается изотермией в нижней части стратосферы (до высот 30—35 км) с переходом в ее более высоких слоях к инверсии.

Нижнюю изотермическую часть обычно называют изосферой, а переходный слой между изотермией и инверсией — изопаузой. Специальное исследование изопаузы в умеренных и высоких широтах проведено в работах [81, 89, 90]. Третий тип стратификации, наблюдающийся обычно летом в умеренных и высоких широтах, характеризуется слабой инверсией температуры от самой тропопаузы с резким возрастанием градиента у верхней границы стратосферы. Наконец, четвертый тип, тропический, характеризуется тем, что температура воздуха начинает расти с высотой уже от нижней границы стратосферы.

О наличии значительного меридионального обмена в стратосфере свидетельствует появление тропического типа стратификации (до высот 40—50 км) в средних широтах, который наблюдался при наличии мощного оттока масс воздуха в северном направлении [81, 97].

Из сравнения экспериментальных данных о вертикальном распределении температуры над о. Хейса с расчетными данными Оринга [191] было обнаружено, что на высотах 30—40 км фактическая температура на 35—40° выше, чем расчетная [81]. По данным ракетных акустических измерений температуры в верхней стратосфере и мезосфере над фортом Черчилл (Канада) также были обнаружены существенные особенности сезонных и внутри-сезонных изменений температуры с высотой в период с 1957 по 1958 г. Если летом температура почти линейно возрастала с высотой примерно от 270° К на уровне тропопаузы (около 11 км) до 275° К на уровне стратопаузы (50 км), то зимой в слое 17—27 км температура в основном понижалась с высотой до минимального значения около 207° К, а затем начиналась инверсия, благодаря которой зимняя температура в высоких широтах становилась выше летней [221, 222].

Брейзфилд [123] на основании данных о ветре, полученных с помощью акустического метода, пришел к выводу, что в области между 30 и 40° с. ш. зимой наблюдается потепление воздуха на высотах 53—73 км, а Элтерман [139] на основании материалов прожекторного зондирования атмосферы над Нью-Мексико получил, что на этих широтах происходит потепление от июня к октябрю на высотах 45—68 км. Все эти данные убедительно показывают, что летом в стратосфере и нижней мезосфере (примерно до высот 60—65 км) градиент температуры направлен из высоких широт в низкие, а зимой — из низких в высокие. В мезосфере выше 60—65 км и в нижней термосфере градиент температуры летом направлен в высокие широты, а зимой — в низкие.

На основе данных прямых и косвенных наблюдений теплового режима атмосферы был построен ряд средних вертикальных меридиональных разрезов температуры до больших высот.



Например, разрез Мергатройда [184] построен до высоты 100 км на основе всех данных, имевшихся в 1956 г.

На рис. 45 приведено уточненное в 1961 г. Дубенцовым [29] распределение температуры до высоты 100 км с учетом появившихся к тому времени новых данных. Кроме того, на разрезе

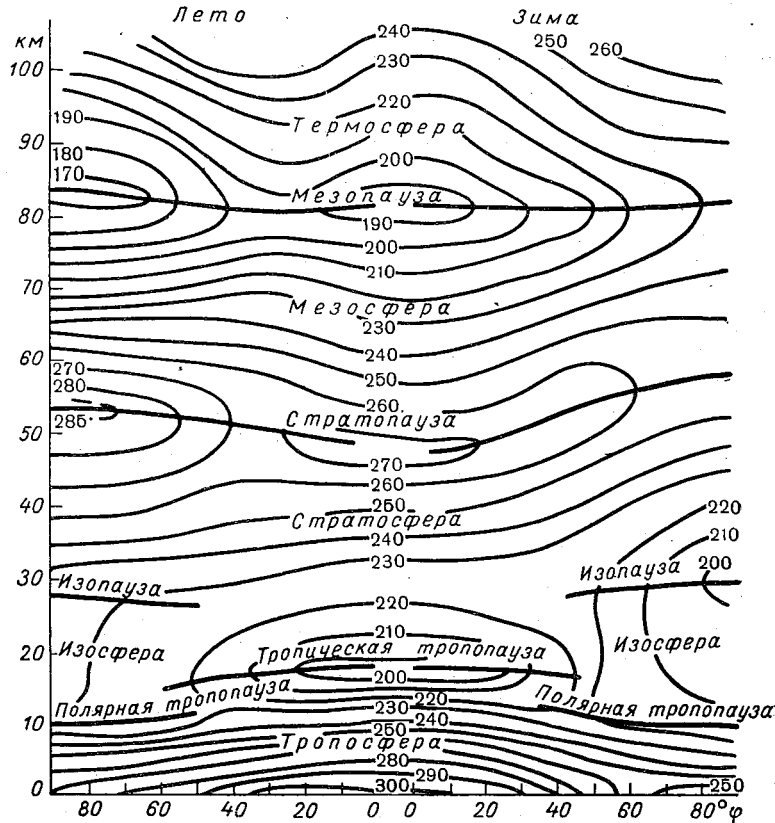


Рис. 45. Распределение температуры до высоты 100 км.

показано положение переходных слоев между различными сферами. Отметим лишь некоторые основные особенности температурного поля стратосферы и мезосферы, иллюстрируемые этим разрезом.

Летом в стратосфере и нижней мезосфере (примерно до 70 км) горизонтальный градиент температуры направлен от полюса к экватору, а зимой в стратосфере — от экватора к полюсу, а в мезосфере — от полюса к экватору. Высота стратопаузы увеличивается с широтой, особенно резко зимой, когда она с высоты 47 км в экваториальной зоне поднимается до

высоты 57 км в районе полюса. Пока нет достаточных данных о широтном изменении высоты мезопаузы, поэтому она показана почти горизонтальной линией, несколько наклоненной летом к экватору, а зимой — к полюсу.

В умеренной зоне, как и в полярной, весеннее потепление в стратосфере начинается с больших высот и постепенно распространяется вниз, однако этот процесс происходит значительно медленнее и не так интенсивно, как в полярной зоне, где прогрев совершается не только быстрее, но и распространяется значительно ниже [81]. Вследствие этого в течение всего полярного дня слой атмосферы от высоты 25 км до 50 км в полярных широтах оказывается теплее этого же слоя в средних и тропических широтах.

Осенью в обеих зонах происходит охлаждение, особенно интенсивное в полярных широтах, где в течение сентября—октября атмосфера в слое 25—50 км охлаждается в среднем на 20° и более, в то время как в умеренной зоне это охлаждение в 2—2,5 раза меньше. Поэтому уже с начала сентября этот слой атмосферы в умеренных широтах становится теплее, чем в полярных и, следовательно, смена знака градиента температуры полюс—средние широты происходит первый раз в конце апреля—начале мая и второй раз в конце августа—начале сентября [81].

Б. Н. Трубников и Е. Г. Швидковский [86] на основе обобщения современных теоретических, экспериментальных и климатологических исследований верхней атмосферы высоких широт показали, что с помощью термогидродинамического описания атмосферы Земли можно получить ряд выводов о сезонных особенностях циркуляции высокоширотной стратосферы, хорошо согласующихся с наблюдаемыми данными. В частности, по сезонным изменениям теплового режима верхней атмосферы высоких широт получены основные сезонные изменения циркуляции в стратосфере и мезосфере. В случае убывания температуры по мере удаления от полюса, как это отмечается в летней стратосфере, в последней должен сформироваться крупномасштабный антициклонический вихрь, а при возрастании ее в том же направлении (зимой) — циклонический.

В ряде работ [31, 69, 115, 118, 147, 154, 184, 235] показано, что характерной особенностью циркуляции высоких широт является сезонное (зима—лето) обращение стратосферного ветра — с западного зимой на восточный летом. Необходимо в то же время иметь в виду, что осредненные значения температуры и ветра не отражают таких характерных явлений, как «взрывное» потепление и сопутствующее ему изменение направления ветра в зимней полярной стратосфере, появляющиеся на высотах 40—50 км и затем постепенно распространяющиеся вниз, а иногда одновременно вниз и вверх [52, 88, 97, 128, 221,

222]. Изучению уровня сезонного (или, как его еще называют, муссонного) обращения ветра в нижней стратосфере над разными районами посвящены специальные исследования [7, 22, 32, 64, 76, 113—115].

В работе Гутермана [22] приведена карта топографии поверхности перехода западной составляющей скорости ветра на восточную, которая показывает, что в нижней стратосфере во внетропических широтах высота этого уровня меняется от 15 до 22,5 км.

Анализ ракетных наблюдений за ветром в верхней стратосфере показал [31, 111, 112, 115—118, 141, 159, 179, 180, 235], что пространственные и временные особенности обращения западного ветра на восточный (и наоборот) в стратосфере имеют весьма сложный характер. Они тесно связаны с глобальными характеристиками сезонных преобразований циркуляции, которые могут от года к году существенно менять и пространственно-временные характеристики обращения ветра. Этот вопрос подробно рассмотрен в следующем разделе.

Некоторые основные характеристики ветра в стратосфере и мезосфере, полученные в результате новейших обобщений материальных наблюдений, накопленных за последние годы, были использованы для уточнений предлагавшихся ранее схем циркуляции в стратосфере и мезосфере. Одно из первых таких обобщений фактических материалов ракетных наблюдений, проведенных до 1961 г., принадлежит Баттену [115]. Оно послужило основанием для уточнения широко известной схемы Мергатройда [184]. В настоящее время появились уже обобщения [31, 111, 130, 159, 180], полученные для некоторых районов и уровней стратосферы с учетом большого количества ракетных наблюдений зональных и меридиональных составляющих ветра, накопившихся до 1966 г.

В работе Майерса и Биерса [180] приведены обобщенные характеристики ветра в стратосфере и мезосфере для зимы и лета по шести станциям субтропической ( $21^{\circ}$ — $38^{\circ}$  с. ш.) зоны и по двум станциям субполярной (на  $58^{\circ}47'$  с. ш. и  $64^{\circ}00'$  с. ш.) зоны. Эти характеристики показывают, что смена зимних западных ветров на летние восточные наблюдается в обеих широтных зонах, причем в каждой из них скорость западных ветров значительно превышает скорость восточных. Так, зимой в субтропической зоне максимум среднего ветра ( $72$  м/сек) наблюдается на высоте  $70$  км. Индивидуальный максимум ( $138,7$  м/сек) был отмечен на  $53$  км. Максимум зонального ветра ( $66,5$  м/сек) также приходится на высоту  $70$  км, а максимум меридионального (южного) ветра ( $11,3$  м/сек) — на высоту  $59$  км.

Летом в субтропической зоне максимум среднего ветра ( $45,8$  м/сек), как и максимум стандартного отклонения ( $24,0$ ), отмечался на высоте  $62$  км, хотя индивидуальный максимум

(95,3 м/сек) отмечался на высоте 63 км. Максимум зонального (восточного) ветра (40,4 м/сек) отмечался на высоте 53 км, здесь же наблюдался вторичный максимум (6,0 м/сек) меридиональной (южной) составляющей ветра, а более значительный максимум (10,1 м/сек) южной составляющей ветра отмечался на высоте 70 км. Характерно, что в субтропической зоне во всем слое 30—70 км летом и в слое 30—66 км зимой преобладающими являются южные меридиональные составляющие ветра; лишь в слое 67—70 км зимой они становятся северными.

В субполярной зоне соотношения между зимними и летними ветрами такие же (западные ветры сильнее восточных), кроме того, в целом в обоих сезонах ветры здесь слабее, чем в субтропической зоне. Например, индивидуальный максимум даже зимой здесь достиг всего 85,7 м/сек на высоте 44 км.

В противоположность субтропической зоне меридиональные составляющие ветра в субполярной зоне зимой во всем слое атмосферы от 30 до 62 км имеют северное направление и максимальные их скорости больше (основной максимум 27,1 м/сек на высоте 62 км и вторичный 14,1 м/сек на высоте 45 км). Летом скорости ветра небольшие (максимум 3,1 м/сек на высоте 43 км), но они возрастают в стратопause и выше. При этом в слое 30—39 и 47—52 км составляющие ветра имеют южное направление, а в слое 40—46 км — северное.

Данные о годовом ходе ветра в стратосфере и мезосфере приведены в работах [81, 84, 112]. На 30° с. ш. в слое 32—41 км средняя скорость ветра имеет два примерно одинаковых максимума, приходящихся на даты летнего и зимнего солнцестояния, и два минимума, приходящихся примерно на даты равноденствий. На 50° с. ш. в слое 34—44 км существует главный максимум скорости ветра, приходящийся на даты зимнего солнцестояния. Примерно на уровне 20 км существует переходный слой, отделяющий систему циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере от системы циркуляции в верхней стратосфере и мезосфере [7, 112, 141].

По мнению Атманшпахера [112], тепловой режим и динамика стратосферы контролируются притоком тепла на уровне верхней границы слоя озона (45—50 км) за счет поглощения ультрафиолетовой солнечной радиации. Преобладание западного ветра зимой объясняется нагреванием в это время года тропической стратосферы и ростом здесь давления, а преобладание восточных ветров летом — нагреванием озоносферы и повышением изобарических поверхностей в полярной стратосфере.

По разрезам (рис. 46 и 47), заимствованным из работы Кантора и Коула [159], можно получить представление об особенностях годового хода зональных составляющих ветра до уровней 100—120 км в зонах 30 и 60° с. ш. Эти разрезы построены на основе обобщения наблюдений по 1963 г. включительно.

На рис. 46 и 47 изолинии выше 80 км, как недостаточно надежные, проведены пунктиром. Из сравнения разрезов видно, что в зоне 30° с. ш. зимой и летом ветры в среднем характеризуются большими скоростями, чем в зоне 60° с. ш. На обоих разрезах, особенно отчетливо на 30° с. ш., виден слой со слабыми западными ветрами зимой, которые меняют направление

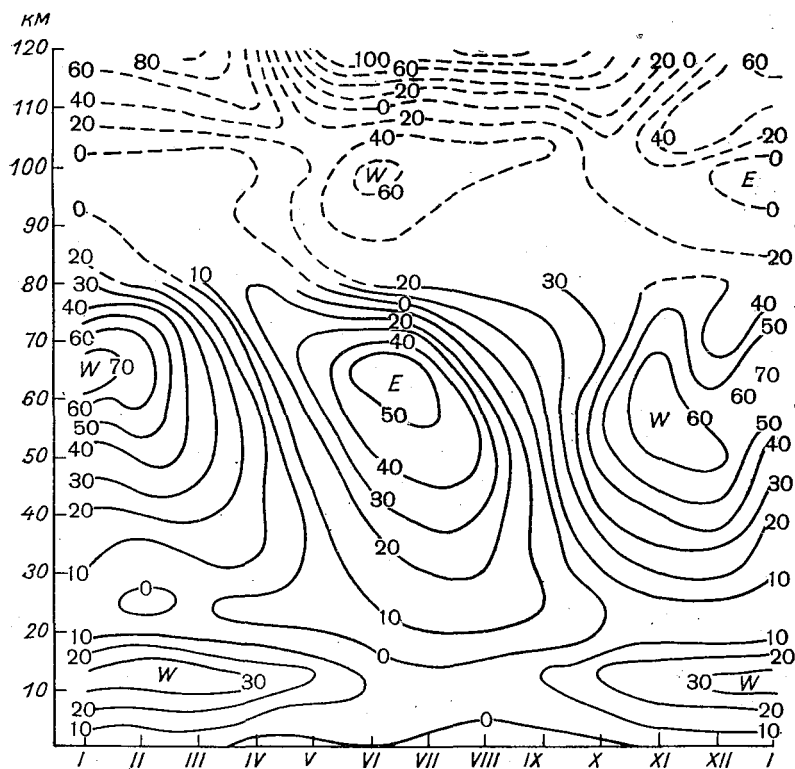


Рис. 46. Средние месячные зональные составляющие ветра (м/сек) до высоты 120 км на 30° с. ш.

на противоположное летом на уровне около 20 км. Нулевая изотаха на этом уровне имеет некоторую тенденцию опускаться примерно в середине лета.

Из сравнения разрезов видно также, что в обеих зонах обращение ветра начинается прежде всего на более высоких уровнях и распространяется вниз в зоне 60° с. ш. быстрее, чем в зоне 30° с. ш. Особенно существенно это различие для обеих зон в осеннем обращении ветра (в слое 30—60 км на широте 60° с. ш. нулевая изотаха почти вертикальна, а на 30° с. ш. она наклонена, но меньше, чем в весенний период).

Рисунки 46 и 47 интересны еще с другой точки зрения. Они иллюстрируют наложение противоположных циркуляционных систем — летом над циклонами в тропосфере располагаются антициклоны в стратосфере и мезосфере, сменяющиеся выше вновь циклонами и т. д. Такая система вертикального наложения

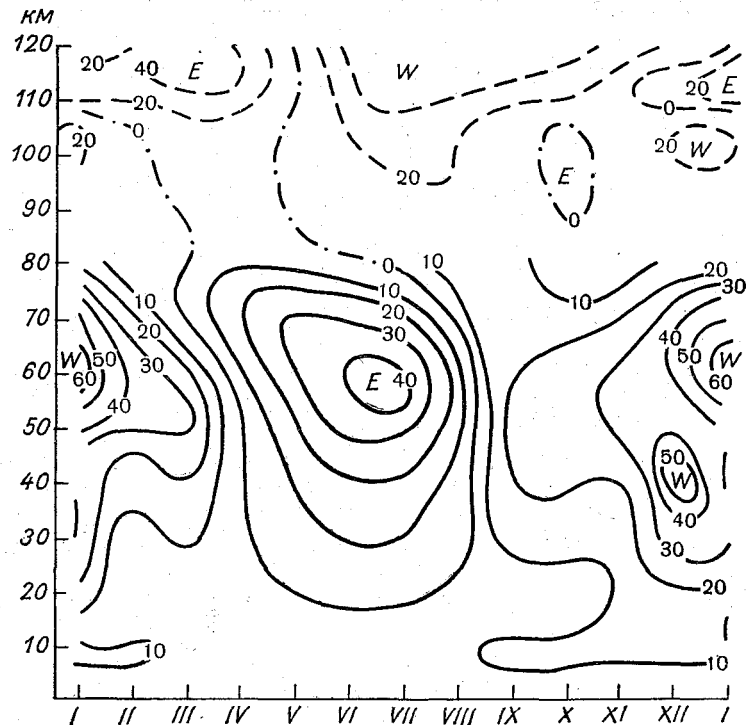


Рис. 47. Средние месячные зональные составляющие ветра (м/сек) до высоты 120 км на 60° с. ш.

противоположных циркуляционных систем еще в 1951 г. была положена Л. Р. Ракиповой [77] в основу объяснения возможного механизма передачи влияния солнечной активности из верхних слоев атмосферы в ее нижние слои.

#### Взаимосвязь периодических изменений циркуляции в стратосфере и мезосфере внетропических и тропических широт

Различные косвенные методы изучения воздушных потоков в верхних слоях атмосферы, позволяющие обнаружить сезонные обращения ветра в стратосфере умеренных и высоких широт, в то же время не давали никаких сведений относительно харак-

тера этого обращения по вертикали или его внутрисезонных изменений.

На основе анализа ежедневных карт ветра на поверхности 41 мб за 1941—1944 гг. Шерхаг заключил, что над средними и высокими широтами восточный ветер в стратосфере преобладает с мая по август. Нижняя граница восточного потока в стратосфере первоначально принималась для средних широт на высоте около 35 км, а над полярными и тропическими широтами — на высоте около 25—26 км [147]. Лишь в последние 10 лет по мере увеличения числа высоких радиозондовых наблюдений и повышения их качества, а также по мере развития ракетных наблюдений начали уточняться пространственные и временные границы сезонного обращения стратосферной циркуляции.

В 1958 и 1959 гг. Барбе [113] на основе анализа более 2000 зондирований атмосферы около Парижа пришел к выводу, что атмосферную циркуляцию выше 18 км следует характеризовать как стратосферный муссон с переходом к восточным ветрам в течение мая и к западным — в течение сентября. Смена ветров обнаруживается на высоте 18—20 км, здесь же отмечаются и наименьшие их скорости. Кроме того, в 1961 г. Барбе [114] обобщил данные четырех станций, расположенных на 50, 32, 27 и 20° с. ш. вблизи меридиана Парижа, и обнаружил, что в период зимнего стратосферного муссона с западными ветрами в некоторые годы в течение нескольких дней или даже недель в слое 20—37 км появляется восточный ветер, а выше сохраняется западный. Например, в январе—феврале 1960 г. обращение западного ветра было отмечено на всех четырех станциях. Аналогичное явление отмечалось и в марте 1961 г. С точки зрения межширотного взаимодействия стратосферной циркуляции очень интересным является замеченный Барбе факт, что переход ветра на восточный в зимней стратосфере обнаруживался раньше на низких широтах и лишь через несколько дней — в умеренных.

По Флону, Хольцапфелю и Эккелю [147], восточный ветер в стратосфере летнего полушария наблюдается в средних широтах с мая до августа, верхняя его граница находится около 80 км, а нижняя — на уровне 18—20 км. По направлению к экватору и полюсу, по их мнению, она заметно опускается. Как отмечалось (см. главы I и II), в экваториальной и тропической зонах этот уровень может варьировать в широких пределах. Однако для зоны 30—42° с. ш. Тихого океана летом и зимой (когда здесь располагается северотихоокеанский стратосферный антициклон) уровень обращения находится в среднем на высоте 18,7 км [41].

Фауст [140] называет слой слабых ветров в нижней зимней стратосфере на высоте около 19 км нулевым (пограничным)

слоем второго рода, а в летней стратосфере, когда на этой высоте наблюдается не только минимум скорости ветра, но и обращение от нижнего западного ветра к верхнему восточному, этот слой назван нулевым слоем третьего рода. Зимой нулевой слой второго рода характеризуется минимумом кинетической энергии, а летом в нулевом слое третьего рода уменьшаются до нуля вертикальные движения, направленные сверху и снизу к этому уровню. Поэтому Фауст считает, что слой на высоте примерно 19—20 км может быть принят за один из пограничных слоев в общей циркуляции атмосферы, разделяющий две самостоятельные динамические системы.

И. В. Бугаева [7] показала, что уровень, на котором появляются стратосферные ветры восточной четверти, названный ею велопаузой, находится над Арктикой на высоте 15—16 км, а к параллели 45—50° повышается до 20—21 км. Так как велопауза появляется во второй половине апреля — в мае и исчезает в конце августа — начале сентября, то, по мнению автора, в северном полушарии стратосферный восточный режим наблюдается почти непрерывно с мая по август включительно, причем раньше всего он появляется над полярной областью.

Из сравнения режима восточной циркуляции в нижней стратосфере Арктики и Антарктики сделан также вывод [7], что над Антарктикой летний стратосферный антициклон развивается слабее, чем над Арктикой. На ст. Мирный он появляется в конце ноября или в первых числах декабря и исчезает во второй декаде февраля (т. е. сохраняется лишь в течение двух с половиной месяцев). При этом средняя за шесть лет высота велопаузы здесь равна 20,5 км, т. е. примерно на 2 км выше, чем на широте Северного полярного круга [154].

Вопрос о пространственно-временной эволюции сезонного обращения ветра изучен пока еще недостаточно. На основе климатической обработки всех наблюдений в субтропической зоне для уровней 45, 52 и 60 км Эпплман [111], как и Баттен [115], нашел, что весенние и осенние сезонные обращения ветра здесь сначала наступают на высоте 60 км и затем опускаются в нижнюю стратосферу. Анализ кривых годового хода ветра на этих уровнях позволил заключить, что год можно разделить на четыре неравных периода: весьма продолжительный зимний (с 1 октября до 15 марта) с сильными западными ветрами; летний (с 1 июня до 15 августа) с восточными ветрами; переходный весенний (с 16 марта до 31 мая) и переходный осенний (с 16 августа до 30 сентября). Западные ветры переходят в восточные в субтропической зоне на высоте 45 км в течение 10 дней (примерно в середине апреля) после такой же смены на уровне 60 км.

По данным, полученным на основании годового хода средних месячных значений зональных составляющих ветра [180], на



высоте 30 км весенний переход от западных ветров к восточным осуществляется в субтропической зоне в начале мая и в субполярной зоне — примерно 15 апреля, а осенний переход от восточных ветров к западным в субтропической зоне — около 25 сентября и в субполярной — около 20 августа.

В. Р. Дубенцов [31] обобщил результаты ракетных наблюдений, полученные до середины 1963 г. над тремя североамериканскими станциями в субтропической зоне (на 32, 34 и 38° с. ш.), и установил, что на высоте 55—60 км смена западных потоков восточными начинается здесь в конце апреля, затем распространяется вниз и на высоте 30—35 км в среднем происходит в середине мая. Осенью восточные стратосферные потоки сменяются западными на высоте 50—55 км в третьей декаде сентября и уже в первых числах октября они появляются здесь на высоте 30 км. В нижней стратосфере процесс обращения протекает сложнее [32].

На основе анализа ракетных данных о ветре над мысом Мугу (34°07' с. ш., 119°07' з. д.) за период с 13 октября 1959 г. по 17 февраля 1961 г. Мастерсон, Хуберт и Томас [174] сделали вывод, что зимний период с сильными западными ветрами в стратосфере здесь длится с 15 октября по 15 марта, летний период с сильными и устойчивыми по величине и направлению в широком интервале высот восточными ветрами — с 15 мая по 15 августа, а весна (15 марта — 15 мая) и осень (15 августа — 15 октября) являются переходными периодами. По наблюдениям с апреля 1959 г. по май 1960 г. над мысом Кеннеди (США, штат Флорида), проведенным с помощью радиолокационного прослеживания дрейфа сбрасываемых с ракеты металлизированных нитей, Смит и Воган [218] установили, что на высоте 50 км восточный ветер появляется здесь впервые в апреле, а западный — в октябре.

Первая попытка анализа пространственно-временной эволюции сезонного обращения ветра в стратосфере была предпринята Майерсом [179], опубликовавшим в 1963 г. результаты анализа весеннего и осеннего обращения ветра в слое 30—80 км над Уайт-Сандсом и Пойнт-Мугу за 1960—1962 гг. Построенные временные вертикальные разрезы показали, что смена ветра в обоих пунктах находится в тесном согласии по времени, начинается она выше 60 км и опускается вниз со скоростями от 1 до 4—5 км в день.

Весной 1961 г. обращение западного ветра происходило одновременно из верхней стратосферы вниз и из слоев ниже 30 км вверх. Средняя скорость опускания восточного ветра была от 2 до 5 км в день. Весной же 1962 г. обращение распространялось только сверху со скоростью 1—3 км в день. Кроме того, в 1961 г. оно осуществилось в течение трех недель, примерно с 20 апреля до 10 мая, а в 1962 г. началось несколько позднее

и продолжалось четыре недели (до 22 мая). Что касается смены стратосферного восточного ветра западным, то в среднем за 1960—1962 гг. на 30—35° с. ш. она осуществлялась от начала сентября до середины октября [179]. Так, в 1961 г. типично летняя циркуляция преобладала до начала сентября. Ракетные данные до 68 км за 7 и 8 сентября над Уайт-Сандсом показывают, что выше 60 км отмечались западные ветры, которые не опускались до 19 сентября. С 19 по 28 сентября началось опускание их со скоростью около 3 км в день. Осенью 1962 г. первые западные ветры также появились выше 60 км 5 сентября и распространились на всю стратосферу к 15 октября.

Кантор и Коул [159] отмечают, что весеннее обращение ветра (с *W* на *E*) в слое от 80 до 30 км на 60° с. ш. в среднем происходит с марта (80 км) до апреля (30 км), а на 30° с. ш. — соответственно с марта до начала мая. Осеннее обращение (с *E* на *W*) на 60° с. ш. протекает с июля (80 км) до конца августа (30 км), а на 30° с. ш. — с августа (70 км) до начала октября (30 км).

Эти данные показывают, что весеннее (осеннее) обращение стратосферного ветра, как правило, начинается с более высоких уровней и в более высоких широтах и протекает в основном в апреле—мае (августе—первой половине октября). Однако, как следует из предыдущей главы, это правило не относится к низким тропическим и особенно экваториальным широтам, где сезонная смена ветра подчиняется иным закономерностям. Кроме того, несовпадение периодов обращения, приводимых различными авторами, указывает на наличие индивидуальных особенностей рассматривавшихся случаев. Наиболее интересным в этом отношении является обнаруженный в работе [179] различный характер весеннего изменения направления стратосферного ветра над субтропической зоной в 1961 и 1962 гг.

По мнению Майерса [179], различие в особенностях весеннего обращения ветра в 1961 и 1962 гг. может быть частично следствием того, что заключительное потепление в арктической средней стратосфере в 1961 г. началось в конце февраля, в то время как в 1962 г. оно было экстремально поздним и до середины апреля еще не было хорошо выражено. Указанное предположение, очевидно, совершенно справедливо, однако оно не объясняет действительных причин, обуславливающих в свою очередь раннее или позднее наступление заключительного потепления.

В главе III на основании работ [40—42] сделаны выводы, что более раннее или позднее формирование летнего антициклона в нижней стратосфере находится в тесной взаимосвязи с особенностями стратосферной циркуляции всего полушария и прежде всего с фазой квазидвухлетнего цикла в экваториальной стратосфере (см. рис. 18, 19, 27). Приведенные выше данные Майерса

[179] о раннем весеннем обращении ветра в 1961 г., когда в экваториальной стратосфере наблюдался западный перенос (см. рис. 9), и позднем весеннем обращении ветра в 1962 г., когда здесь наблюдался восточный перенос (см. рис. 9 и 27), показывают, что эти выводы справедливы для всей стратосферы. Они, в частности, объясняют причины того, что в 1961 г. весеннее обращение стратосферного ветра шло одновременно сверху и снизу, а в 1962 г. — только сверху.

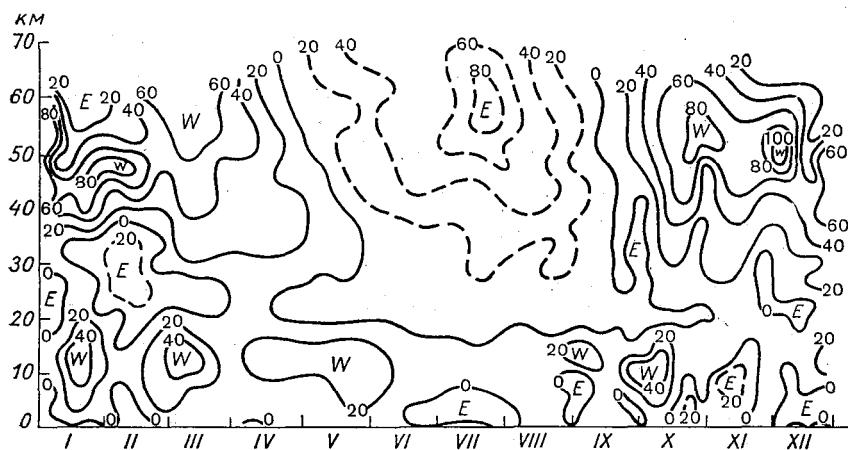


Рис. 48. Вертикальный временной разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над Калифорнией за 1962 г.  
Усл. обозначения см. рис. 35.

Для выяснения пространственно-временных особенностей сезонной эволюции процесса обращения стратосферного ветра необходимо произвести синхронный анализ вертикальных временных разрезов зональных составляющих ветра в разных широтных зонах. Для этой цели автором построены и проанализированы временные и пространственные разрезы (до высот 65—80 км) зональных составляющих ветра для экваториальной, тропической, внетропической и полярной зон. В качестве основных материалов использовались наиболее подробные данные ракетного зондирования за период 1962—1965 гг. [130].

На рис. 48—51 приведены вертикальные разрезы атмосферы (зональные составляющие ветра) за 1962 г. (Калифорния), 1963 г. (Виргиния) и 1964 г. (Калифорния) для зоны 34—38° с. ш. На этих разрезах обнаруживается прежде всего уже отмечавшийся выше переходный слой на уровне около 20 км с резким ослаблением западных ветров в холодную половину года и обращением их (по вертикали) в теплую половину.

По рис. 48—51 легко видеть, что и в холодную половину года, особенно во второй половине зимы (январь—март),

в субтропической зоне в этом слое также наблюдается не только ослабление западных ветров, но и обращение их. В зимнем периоде иногда, как это было в январе 1963 г., такое обращение оказывается кратковременным, а иногда (январь—февраль 1962 г. и январь—март 1964 г.) оно более продолжительное и устойчивое. Как видно по изгибам нулевой изотакси, этот переходный слой не остается на одном и том же уровне, а испытывает по высоте некоторые неперiodические колебания, но в то же

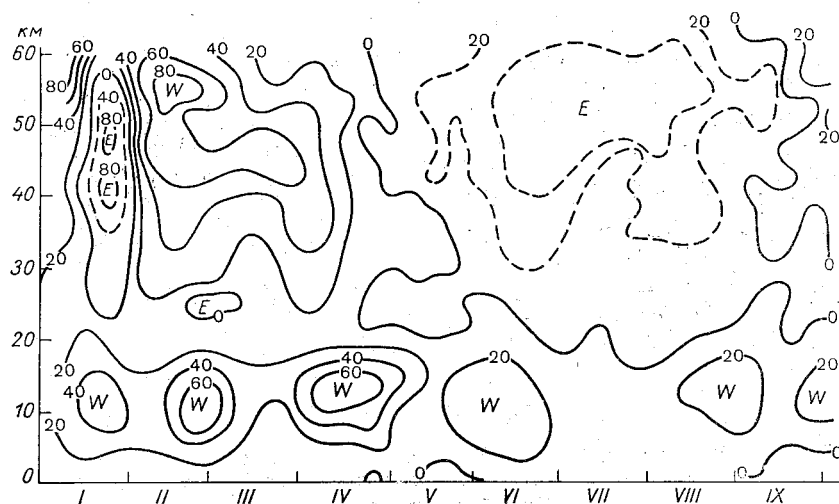


Рис. 49. Вертикальный временной разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над Виргинией за 1963 г.

Усл. обозначения см. рис. 35.

время намечается явно выраженная тенденция понижения его к середине лета в субтропической зоне примерно до 15 км. В тропической и экваториальной зонах из-за вертикальной неоднородности потоков (см. главы I и II) трудно обнаружить такую же закономерность поведения нулевой изотакси в этом переходном слое.

Нулевые изотакси, характеризующие весенний переход в стратосфере от зимних западных к летним восточным ветрам и обратный переход осенью, имеют наклон из верхней стратосферы в нижнюю примерно до уровня 25—30 км. Крутизна этого наклона характеризует скорость распространения по вертикали сезонной смены ветров на противоположные.

В экваториальной зоне (см. рис. 40 и 41) нулевая изотакса между исчезающим восточным и появляющимся западным ветром в верхней стратосфере расположена очень полого. Смена восточных ветров западными здесь продолжается по вертикали

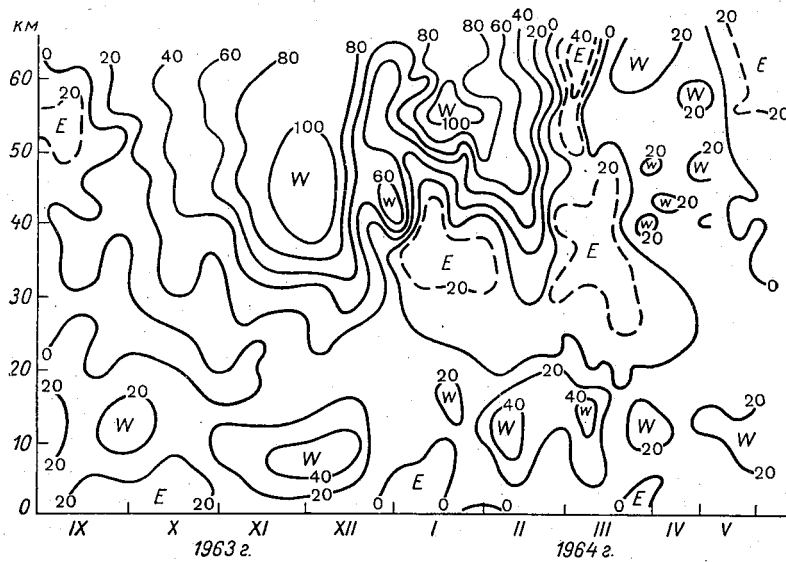


Рис. 50. Вертикальный временной разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над Виргинией.  
Усл. обозначения см. рис. 35.

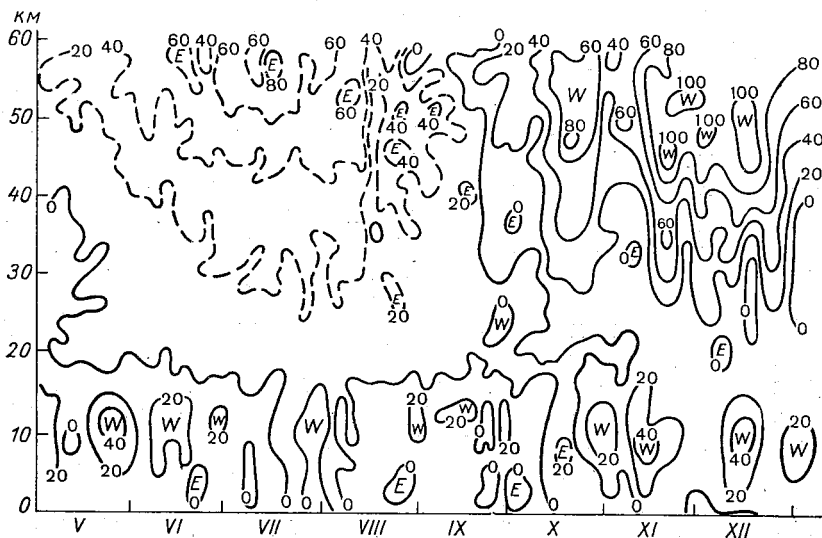


Рис. 51. Вертикальный временной разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над Калифорнией за 1964 г.  
Усл. обозначения см. рис. 35.

несколько месяцев. Наклон же нулевой изотахи между исчезающими западными и появляющимися восточными ветрами в летней экваториальной стратосфере, наоборот, довольно крутой, и смена продолжается всего несколько недель.

В субтропической зоне, в отличие от экваториальной, в весеннем и осеннем сезонах обращение ветра происходит в течение нескольких недель. Так, в 1962 г. в слое 65—30 км над Калифорнией (рис. 48) весной оно продолжалось примерно с 20 апреля до 25 мая (т. е. около 35 дней) и осенью — с 5 сентября до 15 октября (т. е. около 40 дней). В 1963 г. весной над Виргинией (рис. 49) обращение ветра длилось с конца апреля до 25—26 мая (т. е. около 25 дней), а осенью (рис. 50) — с 15 сентября и до 5—10 октября (около 20—25 дней). В 1964 г. над Калифорнией (рис. 51) весной оно происходило примерно с конца апреля до 25 мая (т. е. около 30 дней), а осенью — с середины сентября до середины октября (т. е. тоже около 30 дней).

В тропиках вертикальное распространение сезонной смены ветра в стратосфере и мезосфере имеет промежуточный характер по сравнению с экваториальной и субтропической зонами. Весной замена западного ветра восточным в слое 65—30 км здесь происходит достаточно быстро (за 3—4 недели), а осенью — значительно медленнее (за 1,5—2,0 месяца).

Следовательно, длительность периода обращения западного стратосферного ветра уменьшается от субтропиков к тропикам, а восточного увеличивается. Соответствующие противоположные тенденции сохраняются и в других широтных зонах.

Например, в 1964 г. переход на западные ветры в субтропической зоне (рис. 51) в слое 60—30 км осуществился примерно за один месяц (с середины сентября до середины октября), в тропической зоне (Гавайские острова, см. рис. 36), если исключить неустойчивые колебания западного и восточного ветра во второй половине августа и первой половине сентября, — примерно за два месяца (с середины сентября до середины ноября), а в экваториальной зоне южного полушария (см. рис. 41) — за три месяца (с середины июля до середины октября).

Следует также отметить, что в тропической зоне, как и в субтропической и экваториальной зонах, от года к году наблюдаются колебания сроков сезонного обращения ветра. Кроме того, оно не происходит плавно, а сопровождается часто кратковременными нарушениями в верхней и нижней стратосфере. Например, весной 1963 г. (см. рис. 49) смена западного ветра восточным происходила точно так же, как и в 1961 г. (одновременно снизу из средней стратосферы и сверху из мезосферы). В противоположность этому, в 1962 г. смена западного ветра восточным происходила только сверху.

Как уже отмечалось выше, заслуживает внимания, что в 1961 и 1963 гг. в нижней экваториальной стратосфере по квазидвухлетнему циклу господствовали западные ветры, а в 1962 г. — восточные. Это может служить причиной различий в характере обращения ветра в эти годы.

В свете изложенного очень интересным является вертикальный временной разрез атмосферы за 1964 г. (рис. 52) над мысом

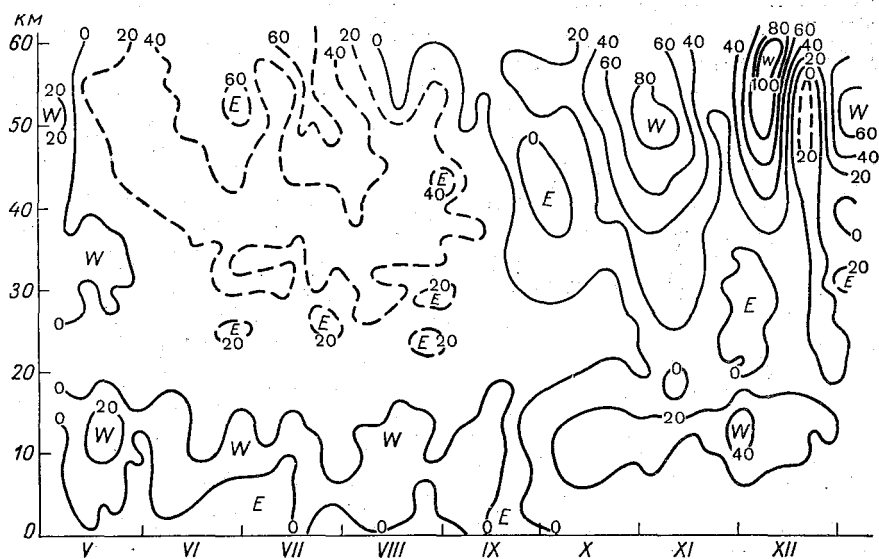


Рис. 52. Вертикальный временной разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над мысом Кеннеди ( $28^{\circ} 14'$  с. ш.) за 1964 г.  
Усл. обозначения см. рис. 35.

Кеннеди, занимающим промежуточное положение между рассмотренными тропической и субтропической станциями. Прежде всего на разрезе видно, что весенний переход от западного ветра к восточному в слое 60—30 км осуществился примерно за 25 дней (с 10 мая по 5 июня), а осенний переход от восточных ветров к западным — за 40—45 дней (с начала сентября до середины октября). Следовательно, по сравнению с более южной зоной (Гавайские острова, см. рис. 35 и 36) осенний переход над мысом Кеннеди начался позже и протекал по вертикали с большей скоростью, а по сравнению с более северной зоной (Калифорния, рис. 51) он начался раньше и протекал медленнее.

Кроме того, разрез на рис. 52, как и разрезы для тропической зоны (см. рис. 35 и 36), отражает пульсации (или флуктуации) потоков в стратосфере, возникающие вследствие

непрерывных взаимодействий между процессами умеренных и тропических широт. На рис. 52 видно, что на высоте 50 км после установления в первых числах ноября интенсивного западного переноса (90 м/сек) к концу ноября произошло его ослабление до 15—20 м/сек. Около 8 и 30 декабря он снова усиливался до 80 и 60 м/сек, а в промежутке между этими датами (21—23 декабря 1964 г.) наблюдалась даже смена западного ветра восточным со скоростью до 30—33 м/сек. Эти пульсации подтверждают изложенные выше выводы о том, что вторжение восточных ветров летней стратосферы в тропическую зону зимнего

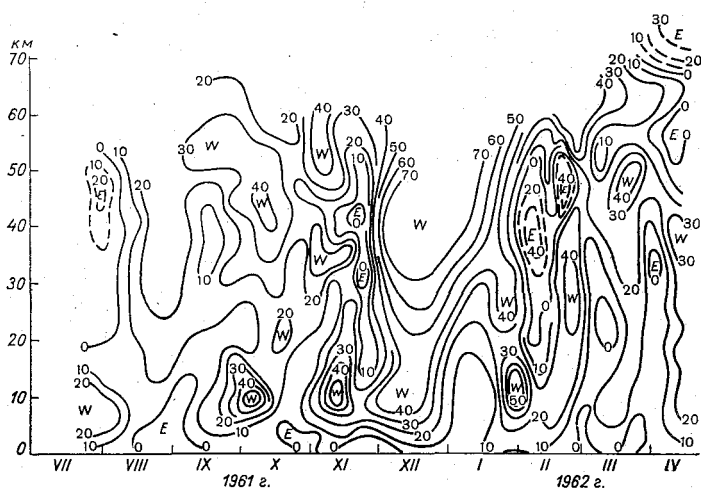


Рис. 53. Вертикальный временной разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над фортом Черчилл.  
Усл. обозначения см. рис. 35.

полушария создает на северной ее границе зону горизонтальной неоднородности и неустойчивости. Последняя в свою очередь способствует меридиональным преобразованиям поля стратосферных течений в зимнем полушарии.

Для полного представления о пространственно-временных особенностях эволюции сезонного обращения ветра в стратосфере были проанализированы также вертикальные временные разрезы ветра над высокоширотными станциями Грилли (64° с. ш.) и Черчилл (58° 47' с. ш.). На рис. 53 приведен вертикальный разрез за период с конца июля 1961 г. до середины апреля 1962 г., построенный в основном по данным ракетного зондирования атмосферы над фортом Черчилл. Ввиду неполноты данных в него включены имевшиеся за этот период несколько зондирований над фортом Грилли. К сожалению, и после этого остались значительные промежутки времени (вторая половина



августа и большая часть сентября 1961 г., декабрь 1961 г. и первая половина января 1962 г.), в течение которых наблюдения не проводились. Все же для анализа вертикальных особенностей сезонной смены ветра в стратосфере имеющиеся данные можно считать удовлетворительными.

Рисунок 53 показывает, что осенний переход ветра с восточного на западный в 1961 г. произошел в полярной стратосфере между 3 и 14 августа. 3 августа в вертикальном слое 20—50 км еще отмечались восточные ветры, а при зондировании 14 августа во всем этом слое уже наблюдались западные ветры. Если не

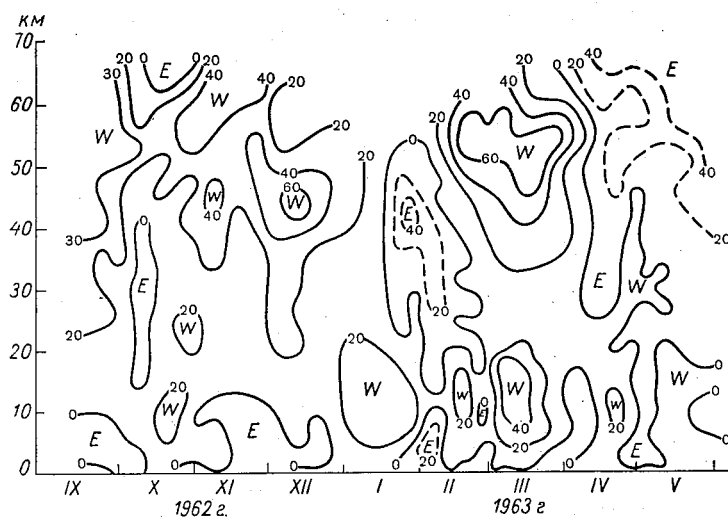


Рис. 54. Вертикальный временной разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над фортом Грилли.  
Усл. обозначения см. рис. 35.

учитывать отдельные нарушения в ноябре 1961 г. и более значительное нарушение в феврале 1962 г., то эти западные ветры в полярной стратосфере преобладали вплоть до начала апреля 1962 г. Ракетное зондирование до высоты 76 км, осуществленное 11 апреля 1962 г., показало, что в верхней стратосфере и особенно в мезосфере уже появились значительные (до 28—34 м/сек) восточные ветры.

Таким образом, в 1961—1962 гг. зимний режим циркуляции в полярной стратосфере господствовал с середины августа до середины апреля, т. е. около восьми месяцев. Характерно, что западная циркуляция осенью 1961 г. распространилась в слое 50—20 км очень быстро (в течение 1—2 недель), а восточная циркуляция опускалась значительно медленнее.

На рис. 54 приведен разрез для полярной зоны с сентября 1962 г. по май 1963 г. К сожалению, отсутствие данных до

24 сентября не позволяет установить период перехода к осеннему режиму, во всяком случае 24 сентября 1962 г. в полярной стратосфере уже наблюдались значительные (до 30 м/сек) западные ветры, которые в феврале—марте 1963 г. на высоте 52—54 км достигали скорости 70—75 м/сек.

Весеннее обращение ветра в 1963 г. в полярной стратосфере произошло в первой половине апреля; 29 марта на высоте 54 км

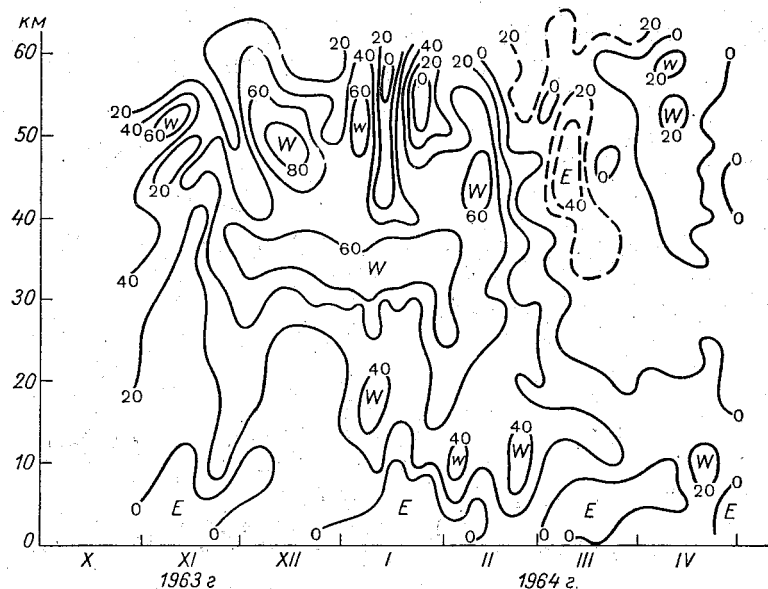


Рис. 55. Вертикальный временной разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над фортом Грилли.  
Усл. обозначения см. рис. 35.

еще наблюдался западный ветер 70 м/сек, а 16 апреля в слое от 28 до 64 км уже отмечался восточный ветер, усиливающийся с высотой до 30—35 м/сек. В нижней стратосфере восточный поток оказался кратковременным и неустойчивым, во второй половине апреля он сменился западным и лишь после 8 мая осуществился окончательный переход к восточной циркуляции и в нижней полярной стратосфере.

На рис. 55 и 56 приведены вертикальные разрезы для полярной зоны (в основном по данным ракетного зондирования над фортом Грилли) за 1964 г. Эти разрезы показывают, что уже в третьей декаде февраля 1964 г. (рис. 55) в мезосфере и верхней стратосфере западные ветры сменились восточными. Последние к середине марта опустились до высоты 20 км. В противоположность рассмотренному выше (рис. 54) весеннему обращению ветра в 1963 г., переход от западного ветра к восточному

в 1964 г. оказался сразу же устойчивым в нижней стратосфере и неустойчивым в верхней. Здесь в конце марта и в течение всего апреля преобладали слабые западные ветры, а окончательное формирование летней восточной циркуляции завершилось лишь после 10—13 мая (рис. 56).

Наиболее сильные восточные ветры (60—68 м/сек) в 1964 г. наблюдались в мезосфере (на высоте 68—72 км) в конце мая

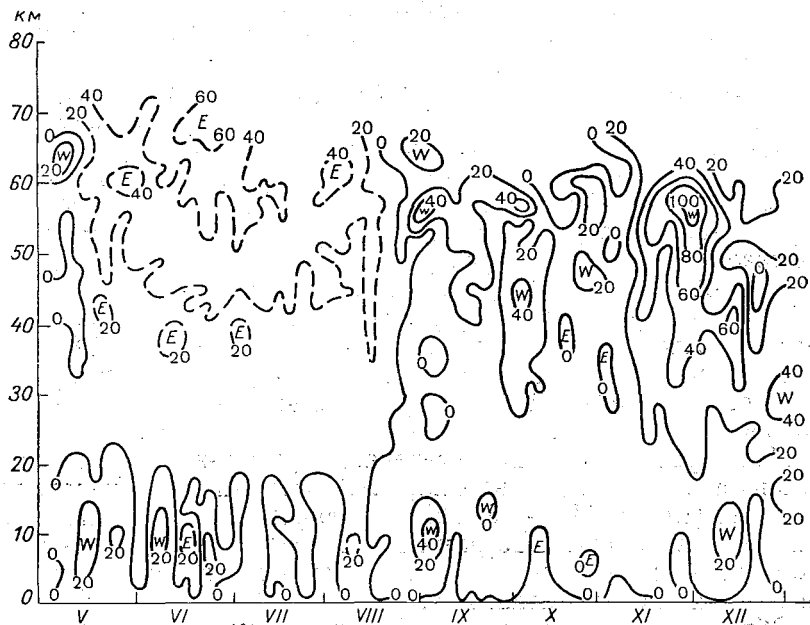


Рис. 56. Вертикальный временной разрез атмосферы (зональные составляющие ветра) над фортом Грилли за 1964 г.

Усл. обозначения см. рис. 35.

и в июне (рис. 56). В июле — начале августа наиболее сильные восточные ветры уже располагались на высоте 60—62 км, но скорость их не превышала 40—48 м/сек. В конце августа в мезосфере и нижней стратосфере, а в первых числах сентября и во всей стратосфере осуществился переход к западной циркуляции, причем раньше всего (в 20-х числах августа) он начался в нижней стратосфере.

Таким образом, осенний переход ветра с восточного на западный происходит довольно упорядоченно за 1—2 недели в первой или второй половине августа, почти одновременно во всей толще полярной стратосферы и в нижней мезосфере (иногда с небольшой тенденцией опережения в нижней стратосфере). Весенняя замена западного ветра восточным в полярной стратосфере, наоборот, происходит сверху вниз, продолжается около

месяца и не всегда бывает сразу устойчивой. Начало обращения варьирует по времени в довольно широких пределах (на высоте 60—65 км от конца февраля до начала апреля).

При анализе разрезов для полярной зоны за 1961—1964 гг. выявлена одна особенность, заслуживающая особого внимания. Легко убедиться, что в тех случаях, когда в течение февраля в полярной стратосфере наблюдались резко выраженные нарушения зимнего режима циркуляции, проявившиеся в аномальном формировании восточного ветра (зима 1962 г.), заключительное весеннее обращение ветра затем наступало поздно. Когда же нарушения зимнего стратосферного режима циркуляции отмечались в декабре и январе или они совсем не наблюдались (зима 1964 г., рис. 55), весной восточные ветры появлялись рано, но в верхней стратосфере этот режим нарушался возвратами слабых западных ветров. Такие характерные черты циркуляции отмечались и в предыдущие годы, по которым, к сожалению, имеются лишь нерегулярные данные. Так, из работ [61, 88, 221, 222, 224, 225] известно, что в начале февраля 1958 г. в полярной стратосфере наблюдалось резкое нарушение зимнего режима циркуляции, а из работ [19, 76, 129], — что в 1958 г. установление летнего стратосферного режима произошло поздно. В нижней стратосфере летний режим установился лишь в конце мая — начале июня.

Некоторое объяснение отмеченной выше связи можно получить из анализа ежедневных карт  $AT_{10}$  [170] за весенние месяцы. Известно [19, 76, 116—118, 150], что формирование летней циркуляции с восточными ветрами в стратосфере происходит чаще всего на базе расширения и смещения в полярные районы северо-тихоокеанского антициклона.

Обращение ветра с западного на восточный в зимней стратосфере, как показывает анализ карт  $AT_{10}$  и  $AT_{25}$ , чаще всего связано с распространением этого (иногда атлантического) антициклона в северо-восточном или северо-западном направлении. После такого смещения происходит постепенное его восстановление и, как следствие этого, уже более позднее формирование весенних восточных ветров в полярной стратосфере.

В тех случаях, когда «внезапных» обращений ветра с западного на восточный в зимней полярной стратосфере не наблюдается и северо-тихоокеанский антициклон занимает среднее положение, создаются благоприятные условия для более раннего перехода к летней циркуляции. Например, Бельмонт [116] установил, что формирование летнего режима циркуляции в нижней стратосфере завершилось в 1957 г. во второй половине мая, в 1958 г. — в первой половине июня, а в 1959 г. — в первой половине мая.

Анализируя особенности позднего формирования летнего стратосферного режима в 1958 г., Бельмонт пришел к выводу,

что в этом году зимой переход к восточным ветрам над большей частью Северной Америки (в течение первых трех недель февраля) обуславливался смещением северотихоокеанского стратосферного антициклона на поверхности 25 мб на восток над северо-западной частью континента. Однако в конце февраля снова появился полярный циклон, окончательное заполнение которого началось только в мае. По мере того как северотихоокеанский антициклон смещался к северу, восточное течение появилось сначала вдоль южной его части в средних широтах и затем продвинулось в высокие широты.

Наконец, заслуживает внимания еще одно сравнение. Выше отмечалось, что переход от восточной циркуляции к западной весной и осенью в экваториальной стратосфере происходит сверху и продолжается около 2—3 месяцев. В тропиках осенью этот процесс осуществляется в течение примерно 2 месяцев, в субтропиках и умеренных широтах — от 4 до 6 недель, а в полярной зоне — 1—2 недели.

На основе приведенных выше конкретных и обобщенных материалов о датах и особенностях разрушения летней (восточной) циркуляции и формирования зимней (западной) циркуляции в северном полушарии и в экваториальной зоне южного полушария автором построены изохроны, характеризующие развитие этого процесса в пространстве и во времени (рис. 57).

Вполне естественно, что с накоплением данных необходимо будет уточнить эти изохроны, тем более что в настоящее время некоторые широтные зоны (40—50 и 0—15° с. ш.) освещены данными весьма скудно. Кроме того, наблюдаются определенные вариации от года к году дат начала и конца обращения (особенно весеннего). Поэтому изохроны отражают лишь основные особенности пространственно-временных характеристик разрушения летней и формирования зимней циркуляции в стратосфере и большей части мезосферы. Кроме того, на рис. 57 видно, что осеннее обращение восточного ветра на западный в экваториальной стратомезосфере обычно распространяется вниз до 40—35 км и что в тонком слое (20—35 км) тропической и экваториальной зон почти круглый год сохраняется узкая полоса, где преобладают восточные ветры. В периоды формирования по квазидвухлетнему циклу западной циркуляции в нижней экваториальной стратосфере происходит опускание западного ветра и в более низкие слои (кривые 2).

Рисунок 57 наглядно иллюстрирует еще одну очень интересную особенность формирования зимнего стратосферного режима, заключающуюся в том, что западная циркуляция начинает появляться почти одновременно в мезосфере и верхних слоях стратосферы самых высоких и самых низких широт полушария. Например, уже к началу октября, т. е. в период, близкий к осеннему равноденствию, мезосфера и вся стратосфера севернее

40° с. ш., а также мезосфера и верхняя стратосфера южнее 40° с. ш. оказываются занятыми западными потоками.

Существенно по-иному формируется летний стратомезосферный режим. Обобщенные материалы, характеризующие развитие процесса весеннего обращения ветра в разных слоях и широтных зонах, даны на рис. 58.

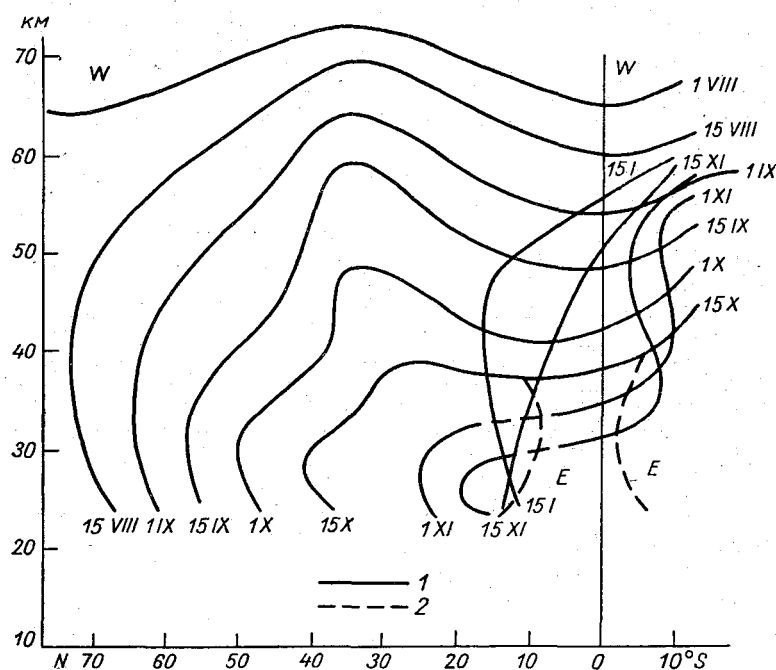


Рис. 57. Изохроны осеннего обращения восточного ветра в стратосфере и мезосфере в зависимости от широты и высоты.

1 — изохроны, 2 — границы проникновения западных ветров из средней стратосферы в нижнюю.

Выше отмечалось, что время формирования летней антициклонической циркуляции и соответствующего этому весеннего обращения ветра в стратосфере от западного к восточному варьирует в определенных пределах. Поэтому изохроны на рис. 58, как и на рис. 57, отражают среднюю картину формирования летней стратосферной циркуляции в северном полушарии и в экваториальной зоне южного полушария.

Из сравнения рис. 57 и 58 легко убедиться в существенном различии конфигурации изохрон при весеннем и осеннем обращении ветра в стратомезосфере, отражающем и существенно разные особенности формирования зимнего и летнего режимов циркуляции в высоких слоях. На рис. 58 видно, что восточные

ветры раньше всего появляются в мезосфере полярных широт. Возможно, этому, кроме всего прочего, способствует то, что зимой полярная мезосфера значительно теплее, чем летом [81, 97, 221, 222].

Из весенней мезосферы полярных широт восточные ветры постепенно распространяются вниз и к югу. При этом распространение восточных ветров вниз в полярных широтах занимает

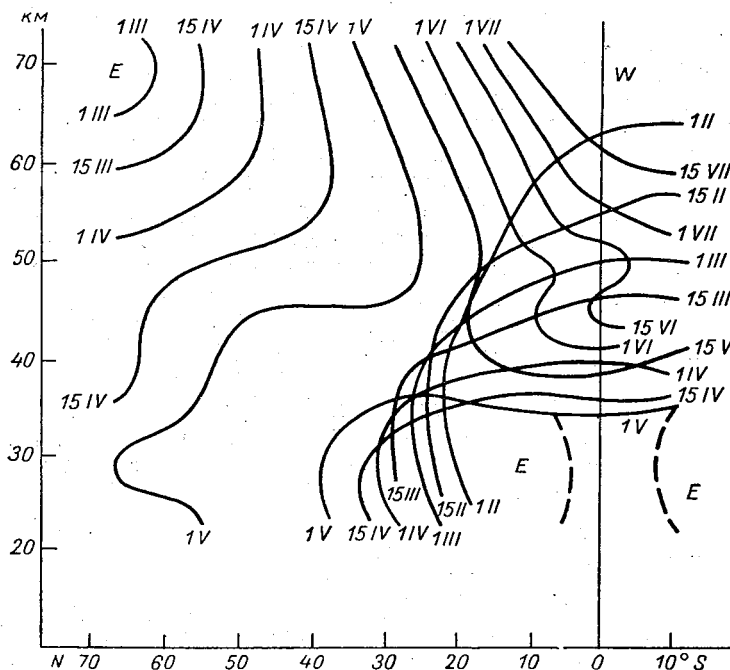


Рис. 58. Изохроны весеннего обращения западного ветра на восточный в стратосфере и мезосфере в зависимости от широты и высоты.

Усл. обозначения см. рис. 57.

1,0—1,5 месяца, поэтому изохроны расположены полого (рис. 58), в то время как западные потоки (рис. 57) распространяются на всю полярную стратомезосферу за 1—2 недели и изохроны здесь опускаются круто.

В экваториальной и тропической стратосфере, наоборот, в осеннем сезоне замена восточного ветра западным происходит очень медленно (от 1,5 до 3 месяцев), поэтому изохроны направлены полого, а в весеннем сезоне переход от западного ветра к восточному осуществляется быстро, поэтому изохроны расположены круто. Быстрое формирование восточных ветров в тропической и экваториальной зонах весеннего полушария

обусловлено одновременным распространением этих ветров сверху и снизу. Особенно отчетливо этот процесс выражен в тропической и субтропической стратосфере и мезосфере (рис. 58).

К вышеизложенному следует добавить вывод Бельмонта [116, 117], сделанный им на основе анализа обращений ветра в нижней стратосфере. По его данным, весной в общих чертах полярные восточные ветры распространяются к югу и объединяются с тропическими восточными течениями, распространяющимися к северу. Однако в широты севернее 50° с. ш. в зависимости от долготы и конкретного года распространение восточных ветров может осуществляться как с севера, так и с юга. Что же касается формирования восточной циркуляции в экваториальной стратосфере зимнего полушария, то, как следует из анализа экваториальных разрезов (рис. 40 и 41), ее распространение происходит медленно и только снизу, благодаря чему изохроны здесь снова становятся пологими (рис. 58).

Таким образом, новые материалы зондирования, особенно для низких широт, позволяют заключить, что не только в полярной, но и в экваториальной верхней стратосфере осеннее обращение ветра (с *E* на *W*) протекает с некоторым опережением этого процесса в субтропической зоне (рис. 57). Так, над о. Вознесения (8° ю. ш.) в начале марта 1963 и 1964 гг. (что соответствует началу сентября в северном полушарии) выше 50 км установились уже довольно значительные (30—40 м/сек) западные ветры, а появились они впервые еще раньше. Аналогично в начале сентября (что соответствует началу марта в северном полушарии) также отмечались уже значительные западные ветры. Следовательно, в том и другом случае в верхней экваториальной стратосфере западные ветры наступают несколько раньше дат весеннего или осеннего равноденствия.

Новые материалы показывают также, что весеннее обращение стратосферного ветра существенно отличается от осеннего. Весной в мезосфере и верхних слоях стратосферы в полярной зоне начинается замена западного ветра восточным, в то время как в экваториальной зоне, наоборот, восточный ветер уступает место западному и лишь позднее последний начинает здесь снизу снова вытесняться восточным (рис. 58). Осенью же это обращение направлено в одну сторону, т. е. над всеми широтами, хотя и неодновременно, летние восточные ветры вытесняются вниз западными. При этом, как отмечалось выше, в одних случаях западные ветры в экваториальной стратосфере опускаются лишь до 40—35 км, а в других они проникают и в нижнюю стратосферу. Лишь зимой в экваториальной средней и верхней стратосфере западные ветры снова снизу постепенно вытесняются в мезосферу восточными ветрами, в результате чего в осеннем полушарии общая картина циркуляции оказывается более простой и однородной. Она в значительной мере уже на-



поминает картину зимней циркуляции и отличается лишь интенсивностью западных ветров, охватывающих почти всю мезосферу и стратосферу. Исключение составляет лишь тропическая зона нижней стратосферы (20—30 км), где сохраняются сравнительно слабые (10—20 м/сек) восточные ветры. Последние часто изолированы от восточных ветров весеннего полушария, когда в нижней экваториальной стратосфере по квазидвухлетнему циклу наблюдаются западные ветры. Если же в нижней стратосфере экваториальной зоны по квазидвухлетнему циклу наблюдаются восточные ветры, последние образуют единую систему в обеих тропических зонах.

Картина циркуляции в весеннем полушарии значительно сложнее прежде всего из-за отмеченной выше противоположности характера обращения стратосферного ветра в полярных (с западного на восточный) и экваториальных (с восточного на западный) широтах. Вследствие этого в мезосфере и верхней стратосфере высоких широт западные ветры как бы одновременно вытесняются не только вниз, но и по горизонтали в направлении противоположного охлаждающегося полушария. Это и приводит к появлению в экваториальных широтах значительных (30—50 м/сек, а иногда и более) западных ветров.

С другой стороны, весной область восточных ветров экваториальной зоны зимнего полушария (рис. 58) одновременно опускается вниз и распространяется по горизонтали в более высокие широты. Поэтому формирование стратосферной восточной циркуляции в весеннем полушарии происходит сверху в полярных широтах и одновременно сверху и снизу в тропических. Этим можно объяснить, что на средних за несколько лет графиках годового хода обращение среднего ветра в слое 45—55 км [135] с западного на восточный весной наблюдается раньше всего над фортом Грилли (64° с. ш.) и Гавайскими островами (21° 54' с. ш.), а затем уже над промежуточными районами.

Рисунки 57 и 58 показывают, что при деградации западных ветров в нагреваемом (весеннем) полушарии и быстром формировании и усилении их в охлаждающемся (осеннем) полушарии появляется непродолжительный период (после весеннего и осеннего равноденствия), в течение которого в некотором слое (на высотах 40—50 км) верхней стратосферы западные ветры преобладают почти на всех широтах обоих полушарий. Продолжительность указанного периода составляет несколько недель, но меняется от года к году.

Выше уже отмечалось, что в 1961 г. над субтропическими широтами весеннее обращение ветра с западного на восточный в слое 30—80 км происходило быстрее и раньше завершилось, чем в 1962 г. [179]. Приведенные на рис. 49—52 разрезы за 1963 и 1964 гг. для одних и тех же широт показывают, что и в 1963 и в 1964 гг. обращение ветра осуществлялось так же, как в 1961 г.,

а именно в более ранние сроки, причем весенние восточные ветры появились в 1963 и в 1964 гг. не только в стратосфере субтропических широт, но и в стратомезосфере высоких широт. Например, 16 апреля 1963 г. над фортом Грилли восточный ветер отмечался уже на 28 км и выше во всей стратосфере и мезосфере (лишь с 23 апреля по 7 мая между высотами 30 и 40 км кратковременно появлялись слабые западные ветры), а с 8 мая 1963 г. устойчивый восточный ветер установился во всем слое

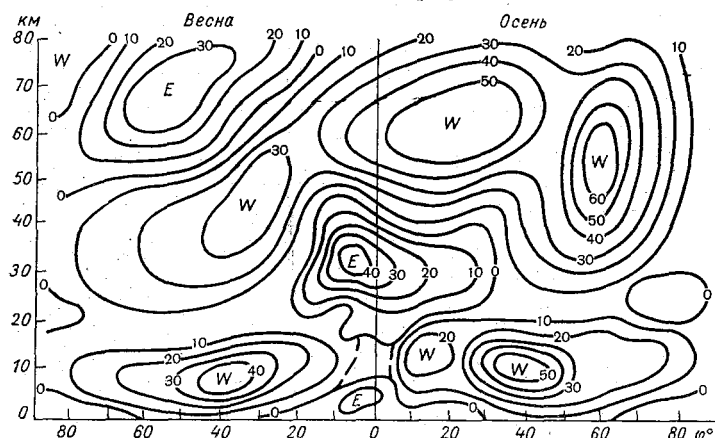


Рис. 59. Средние зональные составляющие ветра (м/сек) до высоты 80 км на разных широтах весной и осенью при наличии по квазидвухлетнему циклу в нижней экваториальной стратосфере восточных ветров.

Усл. обозначения см. рис. 1.

выше 20 км. В 1964 г. восточный ветер в стратомезосфере полярной зоны с некоторыми перебоями установился даже с марта.

Известно (см. рис. 9), что 1962 и 1964 гг. относятся к случаям с восточной циркуляцией в экваториальной нижней стратосфере, а 1961, 1963 и 1964 гг. — к случаям с западной циркуляцией. В периоды экваториальной западной циркуляции и в предыдущие годы (1959) на уровне 10 мб отмечалось более раннее появление летнего стратосферного антициклона в полярных районах. В связи с этим автором были построены модели зональных составляющих циркуляции до 80 км для переходных сезонов (апрель и октябрь) раздельно по данным за 1961 и 1963 гг. для случаев с западными ветрами (рис. 59) и по данным за 1962 и 1964 гг. для случаев с восточными ветрами (рис. 60) в нижней экваториальной стратосфере. Пунктирными линиями на этих рисунках отражены места, где по пространственным и временным разрезам, приведенным выше, в переходные сезоны наблюдаются неустойчивые ветры — то западные, то восточные. Совместно с графиками изохрон (рис. 57 и 58) модели (рис. 59 и 60)

позволяют получить достаточно подробную картину стратомезосферной циркуляции в периоды ее глобальной перестройки.

Нордберг и Смитт [56] пришли к заключению, что выше 80 км циркуляция не имеет ярко выраженного сезонного хода, который наблюдается на более низких уровнях, и определяется она уже другими факторами, например приливными явлениями. В работе Гринхау и Нейфила [153] на основе изучения ветров в верхних слоях атмосферы (85—100 км) за период с 1953 по 1958 г. были обнаружены составляющие преобладающих и периодических ветров, связанных с приливами. Составляющие преобладающего западного ветра со скоростью около 20 м/сек наблюдаются летом и зимой, составляющие восточного ветра такой же силы — весной, более слабые — осенью. В то же время оказалось, что амплитуда полусуточного периодического ветра, обусловленного приливными явлениями, имеет такой же порядок (20 м/сек). Поэтому модели (рис. 59 и 60) построены лишь до высоты 80 км. Они отражают наблюдаемые и описанные выше характерные особенности стратомезосферной циркуляции в периоды ее глобальной перестройки с учетом квазидвухлетнего и 6-месячного циклов в нижней и верхней экваториальной стратосфере и взаимосвязи этих процессов между собой, а также с циркуляцией внетропических широт.

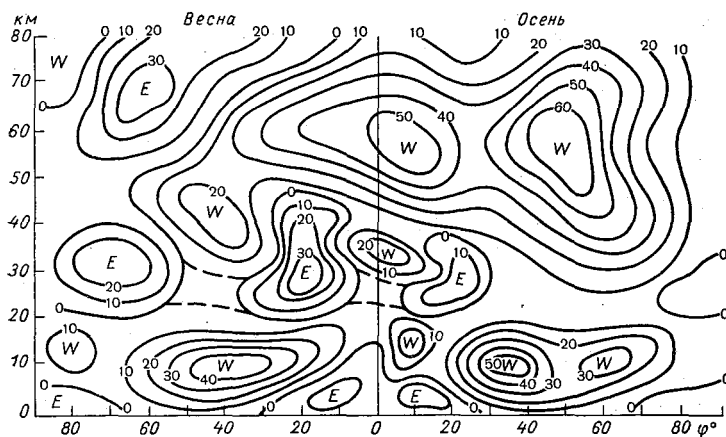


Рис. 60. Средние зональные составляющие ветра (м/сек) до высоты 80 км на разных широтах весной и осенью при наличии по квазидвухлетнему циклу в нижней экваториальной стратосфере западных ветров.

Усл. обозначения см. рис. 1.

Указанные модели наглядно иллюстрируют сравнительную однородность циркуляции в осеннем полушарии и неоднородность ее, особенно в периоды с западной циркуляцией в нижней экваториальной стратосфере, в весеннем полушарии. Они иллю-

стрируют также отмеченное выше некоторое упреждение весеннего обращения западного ветра в высоких, а также в тропических широтах (где этот процесс происходит одновременно сверху и снизу) по сравнению с промежуточной зоной. Рисунок 60 показывает, что в периоды с западной циркуляцией в нижней экваториальной стратосфере область, в которой весенний переход от западного ветра к восточному осуществляется одновременно сверху и снизу, смещается к северу, иногда даже до высоких широт.

### Непериодические колебания в зимней стратосфере (зимние потепления) и взаимосвязи глобальной циркуляции

В предыдущем разделе при анализе вертикальных временных разрезов зональных составляющих ветра основное внимание уделялось особенностям их периодических колебаний, обусловленных сезонными изменениями радиационных условий в зимней и летней стратосфере. Между тем эти разрезы, особенно для полярных широт, показывают, что в течение зимних сезонов часто наблюдаются такие нарушения режима циркуляции, которые не могут быть объяснены радиационными условиями в зимней полярной стратосфере. Например, на рис. 53 видно, что 9 февраля 1962 г. в вертикальном слое 25—50 км, а затем около 20 февраля в слое 40—55 км сильные западные ветры, характерные для зимнего режима циркуляции, сменились значительными восточными ветрами, характерными для летней стратосферы. Так, над фортом Черчилл 19 января и 19 февраля 1962 г. на высоте 37 км наблюдался западный ветер соответственно со скоростью 47 и 30 м/сек, а 9 февраля — восточный ветер со скоростью 43 м/сек.

Аналогичное явление наблюдалось и в конце января 1963 г. (см. рис. 54). Если 12 декабря 1962 г. на высоте 42 км западный ветер достигал 63 м/сек, то 28 января 1963 г. здесь уже отмечался восточный ветер со скоростью 50 м/сек, который к 16 февраля снова сменился западным. И в данном случае это аномальное появление восточного ветра в зимней стратосфере захватило слой примерно от 25 до 55 км.

Иногда нарушения нормального зимнего режима циркуляции проявляются не в обращении западного ветра, а в резком кратковременном его ослаблении либо в ослаблении и замене восточным лишь в небольшом слое. 6 января 1964 г. над фортом Грилли (рис. 55) на высотах 50 и 54 км наблюдался западный ветер со скоростями 72 и 80 м/сек; 13 января здесь же ветер был соответственно западным 12 м/сек и восточным 13 м/сек, а 17 января — снова западным 54 и 60 м/сек. 17 декабря 1964 г. в слое 30—50 км над фортом Грилли (рис. 56) отмечался западный ветер 50—60 м/сек, а 23 декабря он резко ослаб и в слое

между 40 и 50 км даже характеризовался слабой восточной составляющей. Подобные обращения западного ветра на противоположный или резкие ослабления его в зимней полярной стратосфере сопровождаются обычно внезапными значительными потеплениями. Из-за значительной интенсивности потеплений и быстрого распространения их сверху вниз эти явления еще называют взрывными потеплениями в зимней стратосфере.

В табл. 26, заимствованной из работы Х. П. Погосяна и А. А. Павловской [72], приведены сведения о наиболее значительных зимних потеплениях в высоких широтах северного полушария на высотах 23—25 км за 1957—1964 гг. Значения для 3—9 февраля 1957 г. сняты с разреза, построенного С. С. Гайгеровым [13] по материалам радиозондирования на станции СП-4.

Таблица 26

Потепления над Арктикой на высотах 23—25 км (1957—1964 гг.)

Период	Продолжительность, сутки	Температура, °С		Превышение температуры за период потепления
		в начале периода	в конце периода	
3—9 II 1957 г.	7	—65	—25	+40°
24 I—1 II 1958 г.	8	—76	—41	+35
15—20 XI 1958 г.	5	—59	—47	+12
17—20 I 1959 г.	3	—61	—41	+20
3—13 III 1959 г.	10	—61	—47	+14
2—14 I 1960 г.	12	—60	—35	+25
5—11 II 1960 г.	6	—65	—49	+16
23 XI—3 XII 1960 г.	10	—69	—49	+20
19—27 XII 1960 г.	8	—65	—48	+17
3—13 I 1961 г.	10	—79	—53	+26
26 II—8 III 1961 г.	10	—74	—37	+37
30 I—19 II 1962 г.	20	—65	—34	+31
17—28 I 1963 г.	11	—75	—19	+56
19 II—5 III 1964 г.	13	—74	—32	+42

Данные табл. 26 показывают, что потепления в арктической стратосфере действительно сопровождали отмеченные выше нарушения зимнего режима циркуляции. Так, на основании ракетных данных, приведенных на рис. 53, выше отмечалось, что 9 февраля 1962 г. восточный ветер достигал 43 м/сек и к 19 февраля он уже сменился на высотах западным со скоростями 30 м/сек, а по табл. 26 видно, что в это время (с 30 января по 19 февраля 1962 г.) на высоте 23—25 км отмечалось одно из наиболее длительных (20 дней) и весьма интенсивных (на 31°) потеплений. Обращение ветра в январе 1963 г. (см. рис. 54) соответствовало одному из самых сильных (на 56°С) потеплений в арктической стратосфере.

Гайгеров [13, 14] провел анализ изменений температуры в тропосфере и нижней стратосфере полярных районов за 1956—1958 гг. по данным дрейфующих станций СП-4, СП-6 и СП-7. На основе этого анализа было установлено, что повышение температуры в стратосфере Центральной Арктики, как правило, начинается в конце полярной ночи. Однако в ряде случаев еще до конца полярной ночи наступали значительные аномальные потепления (на  $30\text{--}40^\circ\text{C}$ ), за которыми затем восстанавливались обычные зимние условия, что находило отражение даже в вертикальном распределении средних месячных значений температуры. Например, по данным станции СП-4 с 3 по 7 февраля 1957 г. на высоте 20 км температура повысилась с  $-70$  до  $-28^\circ$  (на  $42^\circ\text{C}$ ), а к концу февраля на этом же уровне температура воздуха вновь понизилась до  $-50^\circ\text{C}$ .

Внезапные нарушения нормального режима зимней стратосферной циркуляции не являются исключительной особенностью только полярных широт. Более того, впервые это явление было открыто Шерхагом [214] в 1952 г. над умеренными широтами. За 24 часа, начиная с 11 часов утра 20 февраля, температура на поверхности 20 мб возросла с  $-64$  до  $-17^\circ\text{C}$ , и в течение четырех дней (к 24 февраля) это тепло распространилось к поверхности 55 мб, где температура повысилась до  $-39^\circ$ . Потепление сопровождалось значительным повышением изобарических поверхностей над Европой и сменой западных стратосферных ветров необычно сильными восточными.

Рисунки 35 и 48 показывают, что и над тропическими и субтропическими широтами наблюдаются подобные явления. Так, в начале февраля 1962 г. в слое 23—35 км над Калифорнией (см. рис. 48) наблюдалось обращение западного ветра на восточный ( $35\text{ м/сек}$ ). В середине декабря 1963 г., в середине января и в конце февраля — начале марта 1964 г. (см. рис. 35) такие нарушения зимнего режима циркуляции наблюдались над Гавайскими островами.

На рис. 61 и 62 приведены карты распределения температуры и геопотенциала на поверхности 10 мб перед началом потепления, наблюдавшимся в январе 1963 г. (14 января), и в период его максимального развития (26 января). Карта (рис. 61) иллюстрирует «нормальное» состояние зимней циркуляции с циркумполярным циклоническим вихрем и очагом холода (до  $-90^\circ\text{C}$ ) с почти концентрическими изотермами в высоких широтах, а также областями высокого давления со своими очагами относительного тепла ( $-40^\circ\text{C}$ ) над субтропическими широтами океанов и югом Азии. Другая карта (рис. 62) иллюстрирует одну из кульминационных стадий разрушения нормального режима зимней циркуляции, расчленение циркумполярного вихря и очага холода на два совершенно самостоятельных циклонических вихря и два очага холода в умеренных и субполярных широтах.

при одновременном усилении и значительном смещении к северу тихоокеанского и особенно атлантического антициклонов (и соответствующих очагов тепла).

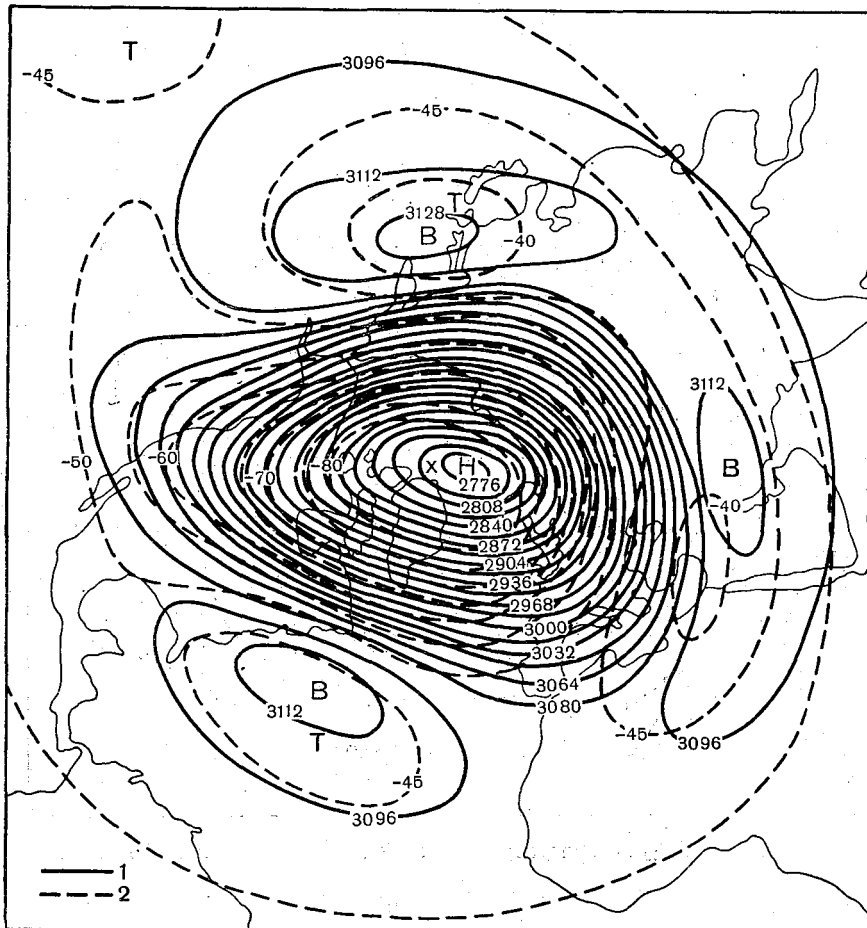


Рис. 61. Карта  $AT_{10}$  и температуры на этой же поверхности за 14 января 1963 г.  
1 — изогипсы, 2 — изотермы.

Рост температуры на уровне 10 мб над восточными районами Северной Америки, т. е. в зоне между атлантическим антициклоном и глубокой полярной ложбиной над Западной Канадой, начался уже 13 января. Наибольшее изменение термического поля в средней стратосфере произошло в период 18—23 января, когда над некоторыми станциями Канады за 5 дней температура повысилась на 65—70°. Это потепление сопровождалось





обуславливалась расчленением циркумполярной депрессии и формированием в зоне 40—70° с. ш. биполярной системы циркуляции, состоящей из четырех чередующихся стратосферных циклонов и антициклонов.

Исследования зимнего потепления 1957 г., проведенные Тьюэлсом [223, 226], а также Крейгом и Гирингом [126], показали, что оно также было аналогичным по времени, масштабу и

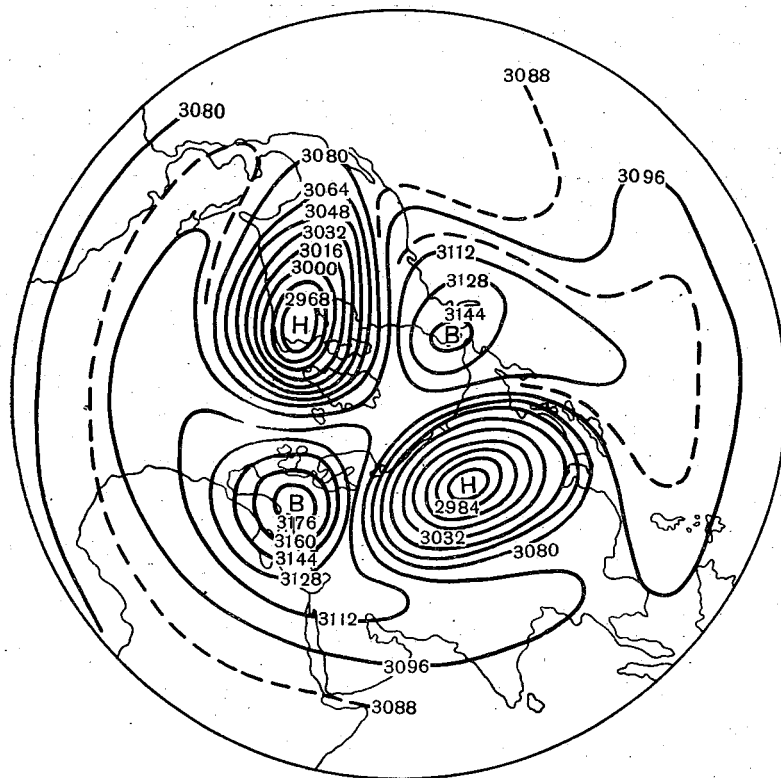


Рис. 63. Карта  $AT_{10}$  за 27 января 1958 г.

интенсивности с зимним потеплением 1958 г. В обоих случаях имело место разрушение стратосферного холодного полярного вихря и связанного с ним интенсивного западного потока, который в ослабленном виде восстановился в конце февраля и начале марта. Карта  $AT_{10}$  за 27 января 1958 г. (рис. 63) характеризует состояние циркуляции в средней стратосфере в период наибольшего развития среднезимнего стратосферного потепления 1958 г.

Из сравнения рис. 62 и 63 видно, что в том и другом случае циркумполярная система циркуляции сменилась биполярной.

Однако локализация стратосферных циклонов и антициклонов в 1958 г. почти полностью противоположна той, которая отмечалась в 1963 г. Это указывает на то, что принципиально меридиональность в стратосфере может возникнуть в любой долготной зоне, хотя чаще всего, как показано в работах [13, 41, 67, 73], она возникает над востоком континента Азии и Тихим океаном, где этому способствуют физико-географические условия.

Такие же особенности циркуляции, как в январе 1958 г. (в отношении географической локализации стратосферных циклонов и антициклонов), наблюдались в период зимнего стратосферного потепления в январе 1959 г. (см. рис. 22). В то же время из сравнения рис. 63 и 22 видно, что в январе 1959 г. деградация зимнего циркумполярного стратосферного вихря и развитие стратосферных антициклонов на  $AT_{10}$  не достигли тех размеров, что в 1958 или 1963 гг., и потепление было значительно меньшим (табл. 26). Такое же потепление наблюдалось около середины января 1964 г. над США и Канадой (на уровне 10 мб температура повысилась до  $-25, -30^\circ$ ).

Фингер и Тьюэлес [142] построили карты барической топографии за 27 января 1963 г. для поверхностей 2 мб (около 43 км) и 0,4 мб (около 55 км) над Североамериканским континентом (рис. 64). Сравнение этих карт с картой  $AT_{10}$  за 26 января 1963 г. (рис. 62) показывает, что они весьма аналогичны, но в слоях верхней стратосферы и нижней мезосферы умеренных и высоких широт процесс антициклонического меридионального преобразования поля течений выглядит еще более завершенным. На уровне 2 мб антициклоны сближены больше, чем на уровне 10 мб, а на уровне 0,4 мб они практически уже объединены в одну антициклоническую систему, расположенную почти точно над тем районом, где 14 января на уровне 10 мб (см. рис. 61) находился стратосферный циклон.

Следует еще отметить, что зимние стратосферные потепления, как и заключительные весенние перестройки стратосферного поля циркуляции, не обязательно формируются за счет расчленения циркумполярного стратосферного циклона при одновременном усилении тихоокеанского и атлантического антициклонов, как это отмечалось в 1963 (рис. 62), 1958 (рис. 63) и 1957 гг. Иногда эти процессы развиваются при усилении и смещении в более высокие широты северотихоокеанского стратосферного антициклона при одновременном вытеснении полярного стратосферного циклона чаще всего на северные районы Азиатского материка. Типичный пример такого стратосферного поля течений в среднем за март 1959 г. приведен на рис. 21. Очевидно, что такие случаи формирования асимметричного поля течений в стратосфере также приводят к потеплениям, но менее интенсивным, чем в случаях резкого нарушения зимнего режима циркуляции. Действительно, из табл. 26 видно, что в марте

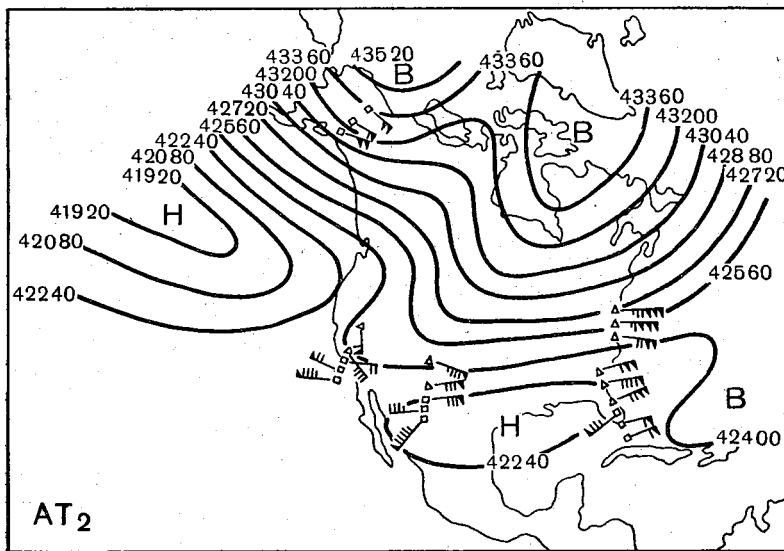
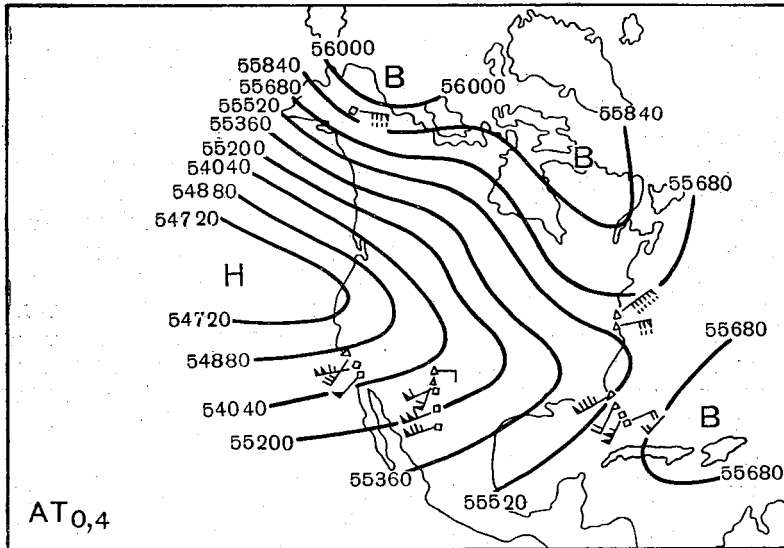


Рис. 64. Карты  $AT_2$  и  $AT_{0,4}$  за 27 января 1963 г.

1959 г. наблюдалось стратосферное потепление, но по интенсивности оно было такое же сравнительно слабое (на  $14^{\circ}\text{C}$ ), как и при неполной меридиональной перестройке поля течений в январе 1959 г. (см. рис. 22).

На рис. 21 легко видеть, что обращения ветра в стратосфере с западного на восточный в таких случаях может в ряде районов и не произойти. Например, в субтропической зоне Североамериканского континента на южной периферии сместившегося на континент антициклона, а также в советском секторе Арктики, на северной периферии сместившегося на Азиатский континент стратосферного циклона, происходит обращение западного ветра на восточный. В то же время, в канадском секторе Арктики, на северной периферии сместившегося на Американский континент стратосферного антициклона (рис. 21), не только не наступает смена западных ветров, но, наоборот, они могут даже в течение некоторого времени усиливаться. Такой случай, очевидно, отмечался в работе [222], в которой на основе ракетных подъемов в Черчилле 14 и 16 февраля 1961 г. сделан вывод, что спорадические температурные максимумы в стратосфере не обязательно связаны с полным нарушением ветрового режима и могут быть обнаружены даже тогда, когда имеется очень сильный и устойчивый западный поток. Совершенно очевидно, что изложенные выводы могут быть получены лишь из анализа пространственных характеристик циркуляции, а не отдельных ракетных зондирований.

С. С. Гайгеров [13, 14] на основе анализа данных наблюдений на дрейфующих станциях «Северный полюс» отмечает, что, чем сильнее развиты зимой в стратосфере планетарные ложбины, а также антициклоны над океанами и, следовательно, чем интенсивнее осуществляется меридиональный обмен, тем больше вероятность наступления значительных аномальных потеплений в стратосфере Арктики и таких же похолоданий в умеренных широтах. Наиболее частая синоптическая обстановка такого процесса заключается, по работе [13], в сильном развитии гребня или антициклона над Тихим океаном и распространении его на Центральную Арктику. Гребни и антициклоны, образующиеся над Атлантическим океаном, обычно выражены слабее и реже распространяются на Центральную Арктику.

Представление о характере пространственно-временного изменения температуры, геопотенциала и о развитии меридиональности на уровне 10 мб в период стратосферного потепления зимой 1963 г. дают данные табл. 27 и 28 и рис. 65. В табл. 27 приведены индексы зональности ( $I_3$ ), меридиональности ( $I_M$ ) и общий индекс ( $I' = \frac{I_M}{I_3}$ ) на поверхности 10 мб, подсчитанные для широтной зоны  $30-70^{\circ}$  северного полушария по способу, изложенному в [39]. Таблица 27 показывает, что до 10 января интен-

сивность циркуляции менялась мало. С 15 января началось значительное усиление интенсивности меридиональной составляющей циркуляции, которая к 25 января 1963 г. увеличилась больше чем в 2 раза, а в это же время интенсивность зональной циркуляции уменьшилась в 7 раз. Особенно значительно

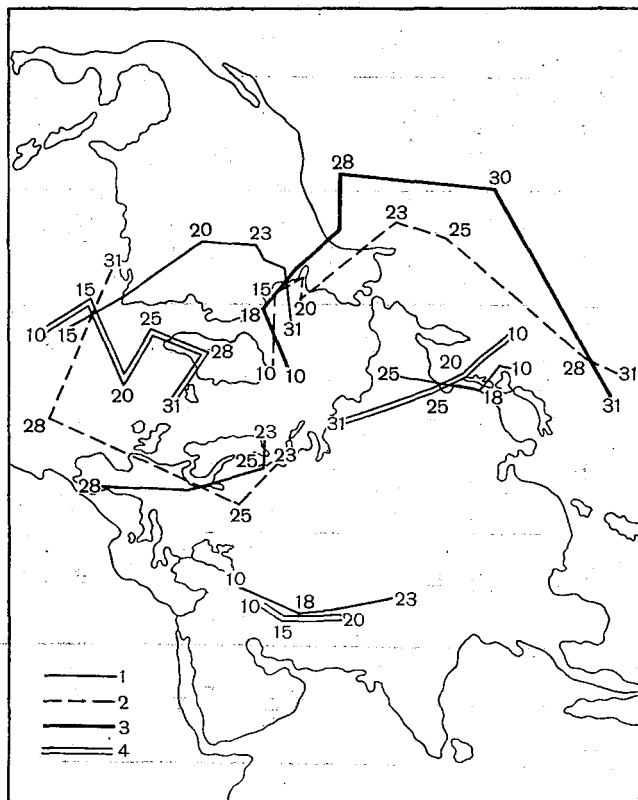


Рис. 65. Траектории стратосферных очагов тепла (1) и холода (2), а также циклонов (3) и антициклонов (4) на изобарической поверхности 10 мб в период потепления в январе 1963 г.

Цифры у траекторий — даты.

Таблица 27

Значения индексов циркуляции (гл.  $\text{дкм}/1^\circ$  меридиана) и их изменений в зоне  $30-70^\circ$  с. ш. на поверхности 10 мб с 1 января по 5 февраля 1963 г.

Дата	1/1	5/1	10/1	15/1	20/1	25/1	30/1	5/II
$I_M$	1,48	1,66	1,45	2,54	3,05	3,31	1,11	1,22
$I_3$	4,94	5,10	5,06	4,70	4,03	0,69	-1,89	-0,28
$I'$	0,30	0,33	0,29	0,54	0,76	4,80	-0,61	-4,35

Таблица 28

Температура (°С, в числителе) и геопотенциал (гг. джм, в знаменателе) в центрах барических образований на уровне 10 мб и температура в очагах тепла и холода за период с 10/1 по 5/II 1963 г.

	Дата									
	10/1	15/1	18/1	23/1	25/1	28/1	31/1	5/II		
Полюс	-85 2784	-80 2808	-77 2824	-53 2928	-40 3008	-18 3004	-27 3120	-44 3080		
Циклон над полюсом	-85 2784	-80 2792	-80 2808	-40 2888	-50 2984	-25 3032	-45 3032	-55 3048		
Циклон над ЕТС	—	—	—	-70 2872	-65 2904	-60 3032	-55 3056	—		
Антициклон над Северной Атлантикой	-42 3112	-45 3128	-40 3136	-26 3192	-30 3160	-30 3160	-50 3152	-55 3080		
Антициклон над севером Тихого океана	-41 3112	-40 3128	-40 3128	-35 3128	-30 3144	-25 3176	-35 3176	-35 3144		
Очаги холода над полюсом над ЕТС	-85 —	-80 —	-83 —	-70 -70	-60 -70	-55 -60	-55 -60	-55 —		
Очаги тепла над Атлантикой над Тихим океаном	-37 -40	-45 -40	-35 -40	-5 -35	0 -30	0 —	-25 —	-35 —		

(в 16 раз) возрос к 25 января общий индекс  $I'$ , характеризующий меру возмущенности зонального потока. В последующем, как показывают данные  $I_3$ , господствующим стал восточный перенос.

В табл. 28 приведены данные о геопотенциале и температуре в центрах циклонов и антициклонов и в очагах тепла и холода вдоль их траекторий на уровне 10 мб, показанных на рис. 65. Данные табл. 28 и рис. 65 показывают, что стратосферные барические образования и очаги тепла и холода в период потепления значительно изменяются по интенсивности и меняют географическое положение.

Наибольшие индивидуальные изменения наблюдались в очаге тепла, располагавшемся над Атлантическим океаном и смещавшемся на северо-запад. Температура в нем повысилась от  $-45^{\circ}\text{C}$  15 января до  $0^{\circ}$  (на  $45^{\circ}$ ) к 25—28 января, после чего начала вновь понижаться. Менее интенсивные изменения наблюдались в остальных очагах. Однако локальные изменения были значительно большими, чем индивидуальные. В районе полюса, например, температура повысилась на  $67^{\circ}$ , а значение геопотенциала с 10 до 31 января увеличилось на 336 гп. м (в атлантическом антициклоне на 800 гп. м).

Стратосферный полярный циклон со значениями геопотенциала в центре 2784 гп. дкм (10 января) с 14 января начал постепенно смещаться в юго-западном направлении к западному побережью Североамериканского континента. 23 января в его ложбине, направленной на север Европейской территории СССР, сформировался самостоятельный циклонический центр с давлением 2872 гп. дкм и температурой  $-70^{\circ}\text{C}$ . В последующем он начал смещаться к юго-западу и западу. Однако над Северной Атлантикой в северо-восточном, а затем в северном направлении смещался стратосферный антициклон, который к 29 января достиг юго-восточного побережья Гренландии. Таким образом, одновременно с потеплением и ростом геопотенциала в высоких широтах происходило похолодание и понижение геопотенциала в умеренных широтах. Об этом убедительно свидетельствуют данные табл. 28 и 29 [167].

Потепление, как показывает рис. 65, распространялось с запада Атлантического океана к западо-северо-западу (с 23 января почти строго на север) в переходной зоне между усиливавшимся и поднимавшимся в более северные широты атлантическим стратосферным антициклоном и смещавшимся к юго-западу полярным циклоном.

Приведенные материалы, несомненно, указывают на существенную роль меридиональных процессов в развитии зимних стратосферных потеплений, на что обращалось внимание еще в первых синоптических исследованиях этого явления [13, 36, 61, 223, 226, 233, 234]. Варнеке [233], исследовавший в 1956 г.

Таблица 29

Изменения среднеширотных значений температуры (град) на разных уровнях нижней стратосферы от 14 к 31 января 1963 г.

Уровень, мб	Северная широта, град							
	80	70	60	50	40	30	20	10
10	+51,2	+36,7	+19,8	+4,4	-4,3	-5,3	-3,7	+0,1
30	+49,1	+39,4	+26,5	+10,1	-2,2	-4,4	-6,1	-5,5
100	+14,0	+13,8	+6,7	+1,1	-0,9	-0,7	-0,7	+0,7

потепление над Алертом ( $82^{\circ} 30'$  с. ш.,  $62^{\circ} 20'$  з. д.) в январе—феврале 1952 г. и марте 1954 г., объяснил его циркуляцией воздушных масс и выдвинул гипотезу об адвекции тепла в стратосфере. Г. Д. Зубян [36], проанализировавший синоптические условия очень сильного потепления в январе 1958 г., объяснил его междуширотным обменом воздушных масс. К аналогичному выводу, как уже отмечалось, пришел и Гайгеров [13].

В то же время достаточно сравнить данные о температуре на изобарической поверхности 10 мб по табл. 27 или по рис. 61 (до потепления) и рис. 62 (в период максимального развития потепления), чтобы убедиться, что одним адвективным переносом воздушных масс невозможно объяснить потепление в полярной стратосфере. В самом деле, локальное повышение температуры с 15 по 25—29 января 1963 г. в пункте с наивысшими ее значениями составило около  $70^{\circ} \text{C}$ ; наивысшие же значения ее в северном полушарии до начала потепления (15 января) не превышали  $-40^{\circ}$  (табл. 28), а в период потепления они достигли  $0^{\circ}$ . Таблица 28 показывает, что только за счет адвекции максимальная температура не могла бы превысить  $-40^{\circ} \text{C}$ .

Аналогичные явления наблюдались и при других зимних стратосферных потеплениях. Тьюэлес и Фингер [226] пришли к выводу, что горизонтальный перенос теплых и холодных масс воздуха при потеплении в январе 1958 г. не сыграл существенной роли. Потепление над Гренландией и районом Великих озер эти авторы объяснили адиабатическим опусканием воздуха и увеличением содержания озона в этот период, а похолодание на востоке материка — адиабатическим подъемом.

Векслер [238], проанализировав ряд зимних потеплений, также пришел к выводу, что они являются результатом адиабатического нагревания воздуха, опускающегося из более высоких слоев. Однако в последующей работе, посвященной анализу зимнего потепления 1957 г., Тьюэлес [223] уже отмечает, что вертикальная и горизонтальная циркуляция, может быть, является



одной из причин или даже единственной причиной такого возмущения.

А. А. Павловская [61], исследовавшая зимнее потепление 1958 г. на основе расчета адвективных и неадвективных (разность между адвективными и фактическими значениями) изменений температуры на уровнях 500, 300, 200 и 100 мб северного полушария, установила, что в период потепления, особенно в конце, величины адвективного изменения температуры возрастают (до  $+13$ ,  $+17^\circ$ ), а вертикальные движения, неизбежно возникающие в бароклинических зонах, в одних случаях усиливают изменения температуры вследствие адвекции, в других, наоборот, уменьшают.

Утверждение, что горизонтальные и вертикальные движения совместно влияют на развитие зимних стратосферных потеплений, принципиально является наиболее правильным. Что же касается соотношений вкладов того и другого фактора, то они, очевидно, изменяются по-разному в зависимости от района и конкретного случая.

Фингер и Тьюэлес [142] обращают особое внимание на то, что в среднезимнем потеплении 1963 г., как и при потеплении 1958 г., обнаруживается высокая корреляция между изменениями температуры на поверхности 50 мб и суммарным количеством озона. Увеличение в период потепления температуры и общего количества озона на поверхности 50 мб обусловлено, по-видимому, вертикальными движениями в слое, где потенциальная температура и количество озона с высотой возрастают, а горизонтальная адвекция способствует поступлению тепла и озона к полюсу [133].

Крейг и Летиф [127], исследуя потепление 1957 г., произвели подсчеты вертикальных движений над Североамериканским континентом и прилегающими районами Атлантического океана для уровней 100, 50 и 25 мб. Вычисления показали, что на поверхности 100 мб экстремальные величины были порядка 4 м/сек, на 50 мб — около 6 м/сек и на 25 мб — около 8 м/сек. При этом оказалось, что в начальный период медленного потепления типичная картина вертикальных движений заключается в нисходящих движениях в западных частях ложбин и восходящих движениях в восточных частях ложбин. После начала быстрого потепления (для случая 1957 г. после 23 января на 25 мб и после 2 февраля на нижележащих уровнях) вертикальные движения уже характеризуются однородным нисходящим потоком, распространяющимся на обширные районы. Эти районы расположены главным образом в переходной зоне с наибольшими горизонтальными барическими и термическими градиентами между стратосферной ложбиной (циклоном) и восточным гребнем (антициклоном). При этом вполне естественно, как отмечается в работе [127], что в начальной стадии развития

меридиональности адиабатическое повышение (в тылу ложбины) и понижение (в передней ее части) температуры в определенной мере компенсируются адвекцией холода и тепла (соответственно в тыловой и передней ее частях).

По мере увеличения барических и термических градиентов интенсивность нисходящих движений в меридиональной зоне струйного течения возрастает, область их расширяется и на ту часть зоны, где наблюдается адвекция тепла. Поэтому в определенных районах в результате одновременного воздействия адвективного и динамического факторов температура начинает быстро и интенсивно повышаться. Этот рост температуры способствует дальнейшему усилению стратосферного антициклона, деформации фронтальной течения и всего стратосферного поля течений, в связи с чем благоприятные условия для дальнейшего повышения температуры прекращаются. Развитие описанного процесса наглядно показано на сборной карте для потепления 1957 г. (рис. 66), построенной автором по материалам, приведенным в работе [127]. Из данных табл. 27 и 28 видно, что такое же развитие наблюдалось и в 1963 г.

Шерхаг [214, 215] высказал гипотезу, что стратосферные зимние потепления обусловлены изменениями солнечной активности. В последующем Варнеке [234], Пальмер [194] и Сазонов [83] привели некоторые дополнительные данные о наличии связи подобного рода. В качестве подкрепления этой гипотезы обычно ссылаются на тот факт, что эти потепления распространяются сверху вниз. Так, в работе [222] на основании анализа временного хода распространения области с необычно высокими температурами показано, что свое начало эти явления берут на больших высотах и затем в течение нескольких дней или даже недель постепенно захватывают всю стратосферу.

Данные за 27 января 1958 г. показали, что до высоты 45 км преобладали северо-восточные ветры, а выше 45 км направление ветра резко изменилось на южное, которое сохранялось до 75 км. Через два дня по ракетным измерениям в Черчилле была обнаружена огромная «разогретая» область на высоте 30—45 км, а еще через несколько дней (3 февраля) такая область была обнаружена и ниже. По мнению авторов работы [222], истинными причинами этого явления могут быть процессы, происходящие на высотах, недоступных пока для наблюдений с помощью метеорологических ракет. Поэтому мезопаузу можно рассматривать лишь как промежуточное звено, где происходит распространение этих процессов на более низкие слои атмосферы.

Л. А. Рязанова и А. А. Петров [80] по профилям ракетного температурного зондирования над о. Хейса также показали, что смещение потеплений происходит с верхних уровней на нижние. Об этом имеются доводы и в работе Морриса и Майерса [183], исследовавших зимнее потепление 1963 г. Однако неоспори-

мый факт распространения зимних стратосферных потеплений сверху вниз не является в то же время столь же убедительным доказательством их космического происхождения. Так, М. В. Шабельникова [103] исследовала изменения температуры за счет

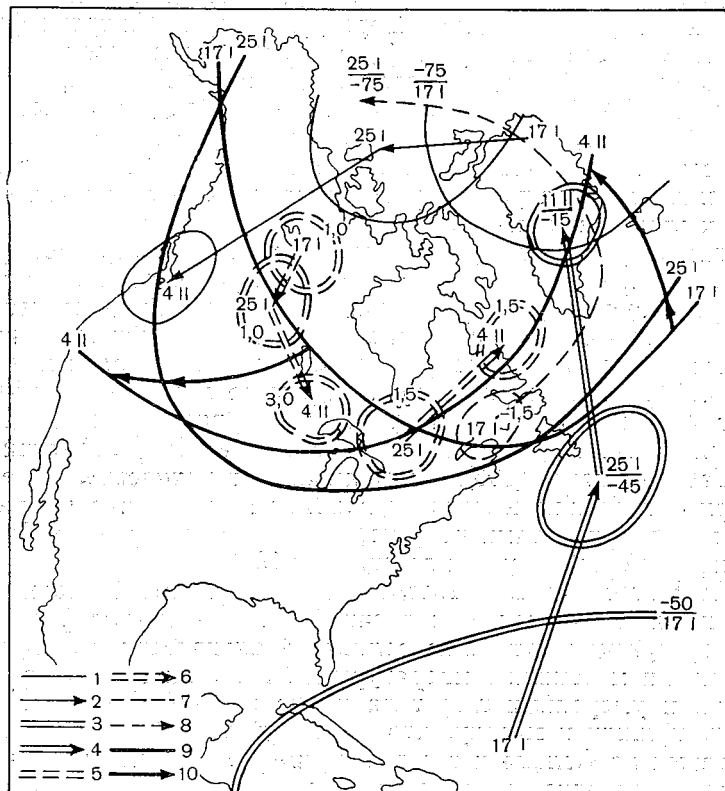


Рис. 66. Сборная карта траекторий очагов тепла и холода, восходящих и нисходящих токов, а также фронтальной зоны на изобарической поверхности 25 мб за период с 17 января по 4 февраля 1957 г.

1 — изотерма с минимальной температурой, 2 — траектория очага холода, 3 — изотерма с максимальной температурой, 4 — траектория очага тепла, 5 и 6 — соответственно очаги нисходящих токов и их траектории, 7 и 8 — соответственно очаги восходящих токов и их траектории, 9 и 10 — соответственно фронтальная зона и ее перемещение.

вертикальных движений при различных вертикальных градиентах температуры и показала, что при одной и той же вертикальной скорости изменения температуры воздуха тем больше, чем устойчивее стратификация. При этом указанная зависимость более резко выражена при больших значениях вертикальной скорости.

Ввиду того что в среднем в тропосфере вертикальный градиент температуры равен  $0,6 \text{ град}/100 \text{ м}$ , в нижней стратосфере он близок к нулю, а выше  $28\text{—}30 \text{ км}$  имеет отрицательные значения около  $0,4 \text{ град}/100 \text{ м}$ , то при одной и той же скорости нисходящих движений, например  $3 \text{ см}/\text{сек}$  (что обычно наблюдается), адиабатическое повышение температуры за сутки (в тропосфере) составит  $10^\circ$ , в нижней стратосфере  $25^\circ$ , а в более высоких слоях  $36^\circ$ . Так как при таком процессе наблюдается понижение слоев с изотермией и инверсией, то в каждый последующий момент, пока сохраняются те же нисходящие движения, в более низких слоях создаются условия для более быстрого адиабатического повышения температуры и распространения области тепла из верхних слоев в нижние.

Таким образом, по [103] в слое устойчивой стратосферной изотермии выше  $28\text{—}30 \text{ км}$  (до  $50 \text{ км}$ ) практически всегда существуют такие условия, что при возникновении даже небольших нисходящих движений там может начаться сильное адиабатическое повышение температуры и опускание области тепла вниз, что проиллюстрировано на примере зимнего потепления 1963 г. Примечательно при этом, что порядок величин вертикальных движений на разных уровнях стратосферы, рассчитанных Шабельниковой [103], и локализация их относительно стратосферной ложбины находятся в полном согласии с аналогичными характеристиками по упоминавшейся уже работе Крейга и Летифа [127] для зимнего потепления 1957 г.

Х. П. Погосян и А. А. Павловская [72] на основе сопоставления данных об изменениях солнечной активности (или факторов, характеризующих состояние солнечной активности) с данными о крупных изменениях температуры и циркуляции в стратосфере высоких и умеренных широт за периоды 1957—1958 и 1962—1965 гг. пришли к выводу, что непосредственной связи между процессами на Солнце и в стратосфере, даже в случаях резких изменений последней, не обнаруживается.

В противоположность концепции о развитии потеплений сверху вниз, в ряде работ Погосяна и Павловской [70—73] развивается концепция о связи стратосферных процессов, в том числе аномальных зимних потеплений, с крупными макротурбулентными процессами, которые начинаются в тропосфере, а затем охватывают и стратосферу. Авторы считают, что не случайно потепления в полярной стратосфере осуществляются в зимние месяцы, когда радиационный режим способствует увеличению горизонтальных контрастов температуры и скорости ветра в тропосфере и особенно в стратосфере между средними и высокими широтами, что в свою очередь способствует усилению динамического фактора в развитии атмосферных процессов. В частности, в периоды аномальных потеплений, как показано в работах [69, 72, 73], в тропосфере развиваются мощные цик-

лоны на северо-западе Атлантики и Тихого океана и в прилегающих районах материков, а затем эта усиливающаяся макротурбулентность распространяется в высокие слои и вызывает в стратосфере аномалию циркуляции и повышение температуры.

Чтобы проиллюстрировать распространение усиливающейся меридиональной циркуляции снизу вверх, Погосян и Павловская [72] произвели расчет индекса зональности ( $I_3$ ), индекса меридиональности ( $I_M$ ) и общего индекса ( $I' = \frac{I_M}{I_3}$ ) по трем районам

северного полушария. Расчет индексов производился для уровней 500, 300, 200, 100, 30 и 10 мб за ряд характерных дней с 9 по 26 января 1963 г. по способу, предложенному в работе [39].

На основе анализа индексов авторы установили, что в начале рассматриваемого периода над полушарием наблюдался интенсивный зональный перенос и индекс меридиональности на всех шести поверхностях был близок к средним значениям. С 12—14 января меридиональность начала возрастать и величина  $I_M$  в 2—3 раза превысила первоначальное значение.

В работе [72] отмечается, что усиление меридиональной циркуляции произошло сначала в тропосфере, затем охватило нижнюю стратосферу и лишь позже — среднюю. На более высоких поверхностях большие значения  $I_M$  появились с опозданием на 2—3 дня по сравнению с поверхностями 300 и 200 мб.

Б. Н. Трубников и Е. Г. Швидковский [86], анализируя различные причины нарушения устойчивости зимней стратосферной циркуляции, в том числе и случаи стратосферных зимних потеплений, приходят к выводу, что они могут быть обусловлены как внешними возмущениями (орография, воздействия глобальной циркуляции, приток тепла из верхних слоев), так и собственной бароклинной неустойчивостью.

Воздействия орографии на циркуляцию по существу также представляют собой следствие вертикального распространения возмущения снизу вверх. Например, в работах [63, 67, 69, 92, 93] отмечается огромное влияние физико-географических особенностей Азиатского континента на формирование поля температуры в свободной атмосфере. Вдоль восточного побережья Евразии по сравнению с восточным побережьем Северной Америки температура воздуха зимой ниже на 13—16° на уровне 850 мб и на 4—5° на уровне 300 мб.

В нижней стратосфере зимой над Восточной Сибирью температура на 10—13° выше, чем на востоке Северной Америки, а на западе Северной Америки между 60 и 70° с. ш. на 11° выше, чем на западе Европы [92, 93].

В некоторых исследованиях развивается орографическая гипотеза формирования северотихоокеанского стратосферного антициклона, согласно которой амплитуда возмущения за несколько суток смещается снизу вверх [194]. Кроме того, в

работе [4] показано, что характерные для зимней стратосферы возмущения циркумполярного вихря с волновым числом  $n=2$  могут быть обусловлены чередованием материков и океанов в северном полушарии, для орографии которого по спектральному анализу [200] наиболее характерным также является волновое число  $n=2$ .

Приведенные на рис. 62 и 63 карты топографии поверхности 10 мб в периоды кульминационного развития стратосферных потеплений зимой 1958 и 1963 гг. показывают, что в спектрах термобарических полей, обуславливающих зимние стратосферные потепления, максимум явно должен приходиться на гармонике с волновым числом  $n=2$ .

Орографическая гипотеза не может объяснить причины различной географической локализации стратосферных волн, отраженной на рис. 62 и 63, а также условия движения их к западу или востоку. Очевидно, что движение волн в стратосфере можно объяснить также нестационарностью зонального потока, которая здесь обуславливается как собственной неустойчивостью потока, так и особенностями глобальной стратосферной циркуляции.

Хотя зимние стратосферные потепления часто называют аномальными, приведенные выше материалы и данные табл. 26 указывают, что они скорее являются нормальными, или обычными, явлениями зимней стратосферы, но встречаются в разных районах с разной интенсивностью.

Заслуживает особого внимания то, что из 13 приведенных в табл. 26 случаев стратосферных потеплений 10 (притом самых сильных) отмечалось именно во второй половине зимы.

Известно [24, 39], что в тропосфере меридиональный поток, вызывая теплообмен и выравнивание контрастов температуры между экватором и полюсом, должен периодически нарушать чисто зональную циркуляцию независимо от влияния других факторов. Аналогичный механизм теплообмена соответственно между теплой и холодной стратомезосферой летнего и зимнего полушарий должен возникать, как отмечалось в работах [40, 41], под влиянием градиента температуры, направленного в этих слоях от летнего полюса к зимнему. Фауст [140], рассматривая уровень 20 км (на котором летом происходит обращение ветра с западного на восточный, а зимой достигается минимум скорости) в качестве границы двух динамических систем атмосферы, установил, что для сохранения наблюдаемой планетарной системы ветров в верхней динамической системе, как и в слое 0—20 км, неизбежно должны возникать области высокого и низкого давления, хотя не обязательно, чтобы они очерчивались замкнутыми изобарами. Эти выводы подтверждаются и другими данными.

Выше было показано, что именно в январе—феврале (см. рис. 40, 41, 44 и 58) теплая стратосфера вторгается в эквато-

риальную и тропическую зону (до 18—20°) зимнего полушария. Это должно способствовать наиболее активному развитию указанного выше механизма макротурбулентного обмена именно во второй половине зимы.

Анализ меридиональных составляющих циркуляции в нижней стратосфере экваториальной и тропической зоны, выполненный автором в работах [40, 41], показал, что меридиональный обмен здесь носит флуктуационный характер. На аналогичные флуктуации в верхней стратосфере обращалось внимание также при анализе вертикальных разрезов зональных составляющих ветра в экваториальной (рис. 40 и 41) и тропической (рис. 35 и 36) зонах.

Естественно полагать, что во второй половине зимы, когда контраст между холодной стратосферой высоких широт и относительно теплой стратосферой тропических широт становится максимальным, интенсивность этих флуктуаций выражена больше. Это должно также сказываться на интенсивности развития меридиональной циркуляции внетропических широт, в том числе и на характере движения и интенсивности северотихоокеанского стратосферного зимнего антициклона.

С изложенным хорошо согласуются отмеченные в ряде работ [113, 114, 169, 170] флуктуационные появления стратосферных потеплений. В зависимости от интенсивности меридионального обмена в одних случаях на севере Тихого океана (а также и Атлантического океана) появляется лишь теплый стратосферный гребень тропического антициклона, в других же — хорошо оформленный антициклон. При этом последний может распространяться на Полярный бассейн, как это отмечалось в 1958 и 1963 гг., или на Североамериканский континент и далее на Европу, как было в 1959, 1962 и 1964 гг. Иногда, подобно блокирующему антициклону, он постепенно смещается на Европу с востока через Азиатский континент [150, 169, 171].

Фактические данные [13, 14, 61, 113, 114, 116, 226, 227] показывают, что зимние стратосферные потепления, как следствие меридионального обмена и сопровождающихся адиабатических процессов, могут появляться в любых районах зимнего полушария. Однако из-за физико-географических особенностей северного полушария интенсивность развития антициклонов и частота появления меридионального обмена должны быть наибольшими над Тихим океаном и Атлантическим океаном, где имеются наиболее благоприятные для этого условия [41].

Подтверждение такого механизма макрообмена можно найти в ряде работ [114, 160, 187]. Так, расчеты горизонтального потока озона в нижней стратосфере и анализ распределения трасирующего вещества (вольфрам-185) свидетельствуют о переносе его к северу из тропической стратосферы под воздействием турбулентного процесса, при котором одновременно происходит

опускание частиц воздуха [187]. Последнее уточнение особенно важно, так как оно показывает, что меридиональное движение воздуха часто сопровождается в стратосфере нисходящими движениями и, следовательно, адиабатическим нагреванием.

Как уже отмечалось, Барбе [114] показал, что в январе—феврале 1960 г. и в марте 1961 г. смена западного ветра восточным в слое 20—35 км отмечалась на меридиане Парижа в начале на 20° с. ш., а затем последовательно с интервалами в несколько дней на 27, 32 и 50° с. ш.

Киган [160], анализируя зимние обращения стратосферного ветра над США в 1960 и 1961 гг., также отметил, что ось гребня, которая располагалась на поверхности 10 мб вдоль 20° с. ш. над Тихим океаном, с 25 января 1960 г. смещалась к северу и к 31 января достигла самого северного положения 55° с. ш. над востоком Североамериканского континента. Это движение гребня к северу сопровождалось повышением температуры на поверхности 10 мб в среднем на 15—20°, а в отдельных районах и на 30°.

В отличие от января 1960 г., в январе 1961 г. [160] над юго-востоком США не отмечалось перехода ветра с западного на восточный, так как сюда была направлена хорошо развитая ложбина полярного циклона. Однако меридиональность в этом случае была развита значительно сильнее, чем в 1960 г., и за счет смещения в более восточное положение северотихоокеанского стратосферного антициклона наблюдалось отчетливо выраженное обращение ветра над западными районами Североамериканского континента. При этом смена ветра распространялась на слой от 20 до 50—55 км, в то время как в 1960 г. она охватила лишь слой от 18—20 до 40—45 км.

Аналогичная картина перемещения (при одновременном усилении) антициклона и очага относительного тепла к северу из тропических районов Западной Атлантики наблюдалась при значительных зимних стратосферных потеплениях, сопровождавшихся развитием большой меридиональности в январе 1957 (см. рис. 66) и 1963 гг. (см. рис. 65), хотя локализация очагов наибольшего потепления у них несколько различна.

Характерно, что вертикальная протяженность слоя обращения ветра в высоких широтах, как правило, та же, что уже наблюдалась в низких широтах (хотя в той и другой зонах она во времени меняется). Так, в феврале 1962 г. в полярной зоне (см. рис. 53) западный ветер сменился восточным в слое стратосферы до высоты 50 км.

В январе 1963 г. в полярной зоне (см. рис. 54) обращение ветра раньше всего началось на высоте около 40 км и распространилось на всю стратосферу от 22 до 53—55 км. Точно так же и над Виргинией ( $\varphi = 37^{\circ}50'$  с. ш.) оно началось раньше



всего на высоте около 40 км и охватило слой от 22 до 55 км (см. рис. 49).

В феврале—марте 1964 г. переход от западного ветра к восточному в полярной зоне начался раньше всего на высотах около 60 км (см. рис. 55) и распространился на всю стратосферу до высоты 20 км. Точно такой же по толщине слой с восточным ветром в этот период наблюдался над Виргинией (см. рис. 50).

В январе 1964 г. в стратосфере полярной зоны (см. рис. 55) восточный ветер не наблюдался. Наоборот, произошло даже усиление западного ветра в слое 30—40 км до 87 м/сек. Однако в субтропической (см. рис. 50) и тропической (см. рис. 35) зонах замена западного ветра восточным наблюдалась, причем в обоих случаях в одном и том же по вертикальной протяженности слое до высоты 40—43 км.

Необходимо иметь в виду, что обращение зимой стратосферного ветра с западного на восточный не во всех долготах обязательно распространяется из низких широт в высокие. Из взаимосвязанности эволюции смежных областей меридионально преобразующихся деформационных полей вытекает, что в одних районах стратосферы (где формируется антициклон, смещающийся к северу) может наблюдаться переход западного ветра на восточный (причем зона восточных ветров постепенно продвигается в северном направлении), в то время как в других районах (где располагается ложбина или циклон) вначале может даже усиливаться западный ветер, а затем он меняется на восточный. В последнем случае граница этого перехода в некоторых долготах постепенно распространяется из более северной зоны в южную.

Отсутствие равномерной ракетной метеорологической сети на полушарии затрудняет анализ подобных процессов, однако о возможности такого развития циркуляции можно судить по картам  $AT_{10}$  для средней стратосферы. Например, по сборной карте траекторий барических центров на  $AT_{10}$  за январь 1963 г. (см. рис. 65) легко представить себе, что на восточном побережье Североамериканского континента обращение западного ветра раньше всего произошло на юге и постепенно вместе с усилением и подъемом атлантического антициклона оно продвигалось к северу.

В это же время на западном побережье (по мере смещения к юго-западу и западу полярного циклона) сначала наблюдалось усиление западных ветров, которые лишь около 25—27 января сменились на севере восточными. Последние затем уже постепенно распространялись к югу.

В другом случае меридионального преобразования поля стратосферных течений локализация тех или иных особенностей может оказаться иной (для наглядности можно сравнить потепления 1958 и 1963 гг., представленные на рис. 63 и 62).

Совершенно очевидно, однако, что поскольку нарушение устойчивости обычно связано с наибольшими термобарическими контрастами, которые в стратосфере располагаются в тропической зоне холодного полушария на границе зимнего и летнего режимов, то для обнаружения локализации этого возмущения необходимы более регулярные и равномерно размещенные данные стратосферных наблюдений в низких широтах.

В главе III показано, что существует определенная взаимосвязь между квазидвухлетними циклическими колебаниями ветра в нижней экваториальной стратосфере и особенностями формирования летнего режима циркуляции в нижней стратосфере северного полушария. Приведенные в настоящем разделе материалы позволяют утверждать, что аналогичная по своей физической природе взаимосвязь существует между циклическими колебаниями в верхней экваториальной стратосфере и среднезимними потеплениями в умеренных и высоких широтах.

Аналогия этого физического механизма заключается в том, что циклическое (точнее, периодическое) появление западных ветров в верхней экваториальной стратосфере сопровождается перемещением областей высокого давления из тропической зоны в более северные широты и заменой их в тропиках областями низкого давления. При этом на полушарии в верхней стратосфере формируется такой же циркуляционный процесс, какой возникает в подобных случаях в нижней стратосфере (см. модели на рис. 18, 19 и фактические карты на рис. 64). Тьюэлес и Фингер [88] построили синоптические карты 2 мб (около 43 км) и 0,4 мб (около 55 км) над США за 7 февраля 1962 г. для случая среднезимнего потепления (см. табл. 26), которые представляют собой почти копию модели IIIa на рис. 19 и карты на рис. 21.

Особенности происходящего при таких процессах перераспределения воздушных масс на данном уровне, способствующего смещению зоны наибольших термобарических контрастов в более северные широты, деградации полярного циклона и развитию меридиональности, подробно описаны и проиллюстрированы в главе III. Поэтому отметим здесь лишь различия между характером этих процессов в нижней и верхней стратосфере.

В нижней экваториальной стратосфере западные ветры, как отмечалось выше, наступают с квазидвухлетней циклическостью, причем появляются они впервые в средней стратосфере из верхней стратосферы уже поздней весной или осенью. В верхней же экваториальной стратосфере формирование западных ветров обусловлено годовым изменением высоты Солнца. Максимум скорости их наступает регулярно около дат весеннего и осеннего равноденствия, но появляются они впервые, как показано в главе IV (см. рис. 40 и 41), еще раньше — в январе—феврале. Эта регулярность, очевидно, и является причиной того, что и

стратосферные потепления представляют собой не аномальное, а типичное нормальное явление второй половины зимы.

Как показывают вертикальные разрезы атмосферы в разных широтных зонах, зимние стратосферные потепления и обращения ветра наступают раньше всего в слое 40—45 км. Фингер и Тьюэлес [142] также отметили, что циркуляционные изменения в период января—февраля 1963 г. захватили исключительной мощности атмосферный слой до высоты 55 км, а максимум их находился на высоте около 45 км. По их мнению, циркуляционные изменения начинаются в этом слое и затем распространяются вверх и вниз, захватывая всю стратосферу и часть мезосферы. Эти особенности также согласуются с описанным выше механизмом развития стратомезосферной меридиональной циркуляции во второй половине зимы и весной.

Характерно, что наибольшая меридиональность в зимней стратосфере чаще всего наступает в те годы, когда в нижней экваториальной стратосфере должны появляться западные ветры по квазидвухлетнему циклу (например, 1957, 1959 и 1963 гг.).

Отметим, наконец, что в 1963 г. нарушение зимнего режима циркуляции наступило в январе и этому соответствовало появление западных ветров в нижней экваториальной мезосфере и верхней стратосфере также в январе (см. рис. 40), а в 1962 г. резкое ослабление восточных ветров и наступление западных в экваториальной стратосфере и мезосфере началось в феврале, чему также соответствовало нарушение нормального зимнего режима и потепление в высоких широтах в феврале (см. табл. 26).

Изложенные материалы показывают, что для зимы и лета целесообразно строить модели (вертикальные разрезы) зональных составляющих ветра отдельно для случаев с западной и восточной циркуляцией в нижней экваториальной стратосфере; подобно тому как это сделано на рис. 59 и 60 для переходных сезонов. Такие модели для зимы и лета, построенные по материалам за 1961—1964 гг. с учетом всех вышеизложенных выводов, приведены на рис. 67 и 68. На этих рисунках, как и на рис. 59 и 60, отражены поля с неустойчивыми восточными и западными ветрами в низких широтах и показаны слои, в которых наблюдаются меридиональные смещения в высокие широты восточных ветров при непериодических колебаниях циркуляции в зимней стратосфере.

Для построения зимних и летних, весенних и осенних моделей циркуляции, помимо помещенных в данной работе временных разрезов, были составлены многочисленные вертикальные временные и пространственные разрезы до 70—80 км для разных сезонов с учетом фазы квазидвухлетнего цикла в нижней экваториальной стратосфере.

Для сравнения на рис. 69 приведена аналогичная схема до 120 км из работы [159], построенная без учета фазы квазидвух-

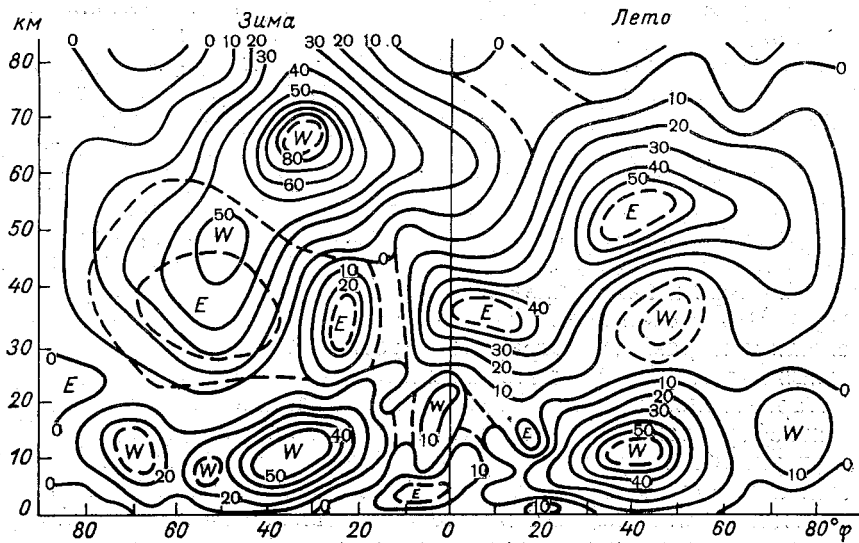


Рис. 67. Средние зональные составляющие ветра (м/сек) до высоты 80 км на разных широтах зимой и летом при наличии по квазидвухлетнему циклу в нижней экваториальной стратосфере восточных ветров.  
Усл. обозначения см. рис. 1.

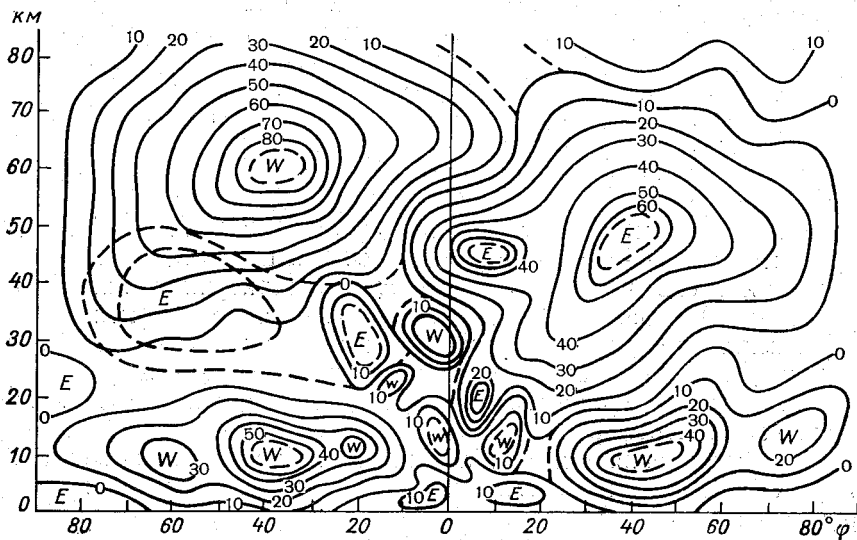


Рис. 68. Средние зональные составляющие ветра (м/сек) до высоты 80 км на разных широтах зимой и летом при наличии по квазидвухлетнему циклу в нижней экваториальной стратосфере западных ветров.  
Усл. обозначения см. рис. 1.

летнего цикла в экваториальной стратосфере. В самых общих чертах до уровня 80 км они сходны. В то же время рис. 68 отличается существенно от рис. 67 и 69 по экваториальной зоне (от рис. 67 также и по внетропической зоне).

В период восточных ветров в экваториальной нижней стратосфере по квазидвухлетнему циклу ось максимальных западных

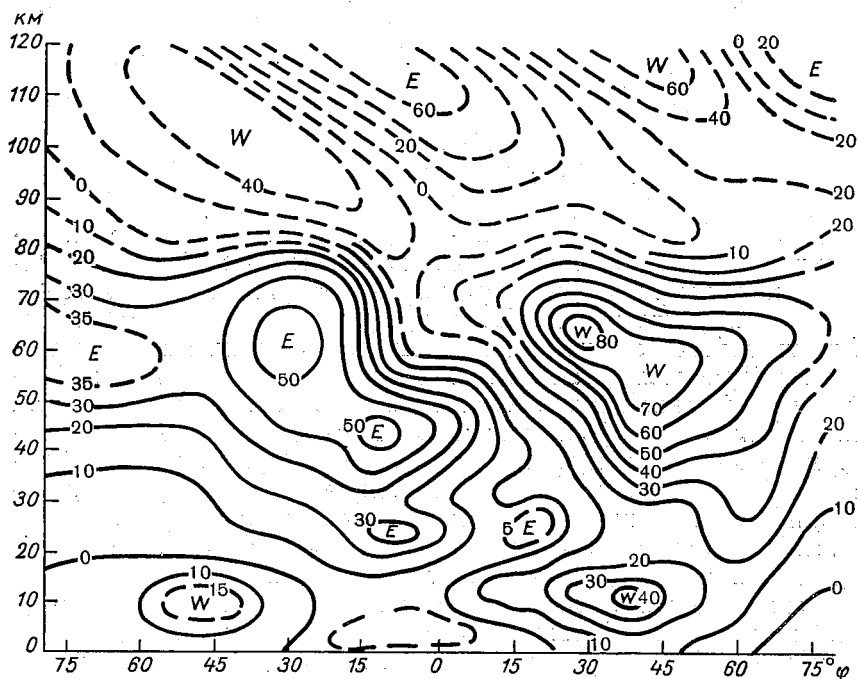


Рис. 69. Средние зональные составляющие ветра (м/сек) до высоты 120 км в январе и июле по [159].

ветров во внетропической стратосфере и мезосфере наклонена по вертикали из тропической и субтропической мезосферы в нижнюю стратосферу умеренных широт (рис. 67). При западных ветрах в экваториальной стратосфере этот наклон меньше и вообще чаще всего наблюдается одно ядро максимальных ветров, расположенное на высоте около 60 км. Модель на рис. 69 отражает в этом отношении среднее положение между моделями на рис. 67 и 68, поскольку она построена по всей совокупности наблюдений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прошло менее 10 лет с тех пор, как с помощью метеорологических ракет были начаты более или менее планомерные сетевые измерения различных параметров в стратосфере и мезосфере разных широтных зон. Хотя точность и полнота (особенно в части охвата различных долготных поясов) этих измерений еще весьма ограничены, тем не менее они обеспечили новую информацию о явлениях и процессах в высоких слоях атмосферы. На основании этой информации прежде всего выявлены: а) некоторые особенности муссонного характера циркуляции в стратосфере; б) сезонная неоднородность зимней стратосферной циркуляции и аномальные (а в действительности почти регулярные) всплески сильных потеплений (иногда на  $70^{\circ}\text{C}$ ) в умеренных и высоких широтах; в) исключительно большие скорости ветра и их сдвиги на небольших расстояниях в стратосфере; г) многократность противоположных зональных составляющих течений в экваториальной стратосфере и их многоцикличность; д) значительные скорости ветра непосредственно над экватором и т. д.

Описанию и исследованию этих и других явлений уже посвящена обширная литература. Однако природа многих явлений пока остается еще не вполне выясненной, по некоторым вопросам, как отмечалось, имеются даже крайне противоположные взгляды.

Одна из причин этого заключается, несомненно, в исключительной сложности развивающихся процессов в стратосфере и мезосфере. Эти слои атмосферы, лежащие между тропосферой и ионосферой, характеризуются своими специфическими закономерностями, обусловленными главным образом радиационными и динамическими процессами. Играя очень важную роль в установлении связи между поступающей в атмосферу солнечной энергией и метеорологическими явлениями у поверхности Земли, они в то же время подвергаются внешним воздействиям не только сверху, но и снизу. Последние, естественно, наиболее значительны в нижележащих слоях стратосферы.

Другая причина заключается в том, что в подавляющем большинстве, как это и естественно на первой стадии познания, многие явления изучались разрозненно, чему не в малой степени способствовала разрозненность и малочисленность наблюдений. Несмотря на это, как нам представляется, предпринятая в настоящей работе попытка обобщения и рассмотрения во взаимосвязи накопившихся фактов и наблюдений для различных широтных зон оказалась плодотворной.

Не случайно анализ был начат с экваториальной зоны. Именно в этой зоне была обнаружена квазидвухлетняя цикличность зональных составляющих циркуляции, которая усиленно изучалась и обсуждалась в мировой литературе за последние 6—7 лет.

Новейшие наблюдения с помощью метеорологических ракет в стратосфере и мезосфере экваториальной зоны обнаружили существование в верхней стратосфере также 6-месячной периодичности этих составляющих ветра, которые иногда достигают таких же скоростей, как и во внетропических широтах. Это показало, что экваториальная стратосфера, являющаяся переходной зоной между полушариями с противоположными сезонами (зима и лето, весна и осень), играет значительную роль в общей циркуляции атмосферы.

Изучение взаимосвязей развивающихся процессов в стратосфере экваториальных широт, а также последних с некоторыми явлениями во внетропической зоне позволило обнаружить определенные связи между процессами и некоторыми явлениями в далеко отстоящих друг от друга широтных зонах и в разных слоях. Благодаря этому становится несколько более понятной и природа этих явлений. Например, установление связи между квазидвухлетней и 6-месячной цикличностью в нижней и верхней экваториальной стратосфере позволило высказать мнение, подтверждаемое доступным в настоящее время материалом наблюдений, что источником квазидвухлетней цикличности в нижней экваториальной стратосфере является 6-месячная периодичность в верхней стратосфере. Последняя имеет хорошо выраженную сезонность, обусловленную в основном изменяющимися в годовом ходе воздействиями ультрафиолетовых лучей на озон экваториальной стратосферы.

Этот вывод в свою очередь позволил обнаружить, что в средней стратосфере квазидвухлетний (26—27-месячный) цикл фактически появляется за счет осреднения 24- и 30-месячных периодов, через которые западные ветры проникают в среднюю и нижнюю стратосферу из верхней.

Анализ взаимосвязей муссонной деятельности в стратосфере разных широт и на разных высотах позволил обнаружить относительную простоту сезонной смены циркуляции в осеннем и

значительную сложность ее в весеннем полушарии, обусловленную циклическими явлениями в экваториальной зоне.

Обнаружилось также значительное влияние сезонных особенностей циркуляции в стратосфере внетропических широт на характер развития и проявления квазидвухлетнего цикла в экваториальной зоне, как и влияние муссонных вторжений стратосферы теплого полушария в тропики зимнего полушария на развитие неустойчивости и регулярное появление потеплений во второй половине зимы северного полушария.

Разумеется, приведенные и другие выводы работы не только не решают всех аспектов этой сложной проблемы, но даже по затронутым вопросам они намечают лишь некоторые вехи, которые могут оказаться, как нам представляется, полезными при проведении новых наблюдений в высоких слоях атмосферы и их изучении.

Необходимо иметь в виду, что долготные различия из-за недостатка материалов наблюдений в высоких слоях атмосферы практически вообще еще не изучены. Это особенно ощутимо при попытке учета стратосферных процессов в целях долгосрочных прогнозов погоды.

В работах [40—42] отмечено, что установление взаимосвязи между характерными особенностями стратосферных процессов экваториальных, тропических и внетропических широт может иметь принципиальное значение для разработки определенных приемов долгосрочных и даже сверхдолгосрочных прогнозов некоторых метеорологических характеристик как по тропической, так и внетропической зонам северного полушария.

В настоящее время уже проводятся исследования в этом направлении. В ряде работ [35, 58, 59, 60, 87, 138, 232] предприняты попытки учета значительных изменений из года в год характера и времени смены сезонной циркуляции в стратосфере для целей долгосрочных прогнозов непосредственно сезонных особенностей погоды в том или ином районе или характеристик циркуляции в тропосфере. Однако пока для этих целей в основном используются данные лишь по самой нижней стратосфере (карты АТ<sub>100</sub>).

Исходя из описанных в настоящей работе особенностей стратосферной циркуляции и обнаруженных пространственно-временных взаимосвязей в глобальном масштабе, можно утверждать, что учет процессов более высоких слоев стратосферы и циклической деятельности в экваториальной зоне может увеличить эффективность и особенно заблаговременность таких прогностических выводов. Однако для этого требуются новые усилия в исследованиях стратомезосферной циркуляции и ее взаимосвязи с циркуляцией в тропосфере, а также дальнейшее развитие метеорологических наблюдений в высоких слоях атмосферы.



#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев П. П. и др. Ракетные исследования атмосферы. Метеорология и гидрология, № 8, 1957.
2. Астапенко П. Д. Атмосферные процессы в высоких широтах южного полушария. Изд-во АН СССР, М., 1960.
3. Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. М. И. Будыко. ГГО, 1963.
4. Белич Р. Б., Трубников Б. Н. К вопросу об орографическом влиянии материков и океанов на поле давления в стратосфере северного полушария. Тр. ЦАО, вып. 69, 1966.
5. Бугаев В. А. Климатические зоны Восточной Антарктиды. Материалы научной конференции по проблемам метеорологии Антарктики. Гидрометеоиздат, М., 1959.
6. Бугаев В. А., Джорджио В. А., Петросянц М. А. О синоптической интерпретации аэрологических данных. Тр. ТГО, вып. 11(12), 1956.
7. Бугаева И. В. Положение влопаузы над Антарктидой. Антарктида. Докл. комиссии 1964 г. Изд-во «Наука», М., 1965.
8. Божков Р. Д. Вертикальное распределение озона в земной атмосфере. Метеорология и гидрология, № 10, 1965.
9. Боровиков А. М., Голышев Г. И., Коккин Г. А. Некоторые характеристики строения атмосферы южного полушария. Метеорология и гидрология, № 3, 1962.
10. Вительс Л. А. О космической природе двухлетней цикличности. Солнечные данные 1965 г. Бюлл., № 2, Изд-во «Наука», М., 1965.
11. Вительс Л. А., Ромашкина С. Б. Инерционные связи зимних и весенних аномалий температуры воздуха на Европейской территории СССР. Тр. ГГО, вып. 148, 1963.
12. Воробьев В. И. Струйные течения в высоких и умеренных широтах. Гидрометеоиздат, Л., 1960.
13. Гайгеро́в С. С. Вопросы аэрологического строения, циркуляции и климата свободной атмосферы Центральной Арктики и Антарктики. Изд-во АН СССР, М., 1962.
14. Гайгеро́в С. С. Аэрология полярных районов. Гидрометеоиздат, М., 1964.
15. Гайгеро́в С. С. Некоторые примеры синоптических процессов в верхней и средней стратосфере над Тихим океаном. Тр. ЦАО, вып. 66, 1965.
16. Гандин Л. С. и др. Основы динамической метеорологии. Гидрометеоиздат, Л., 1955.
17. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Гидрометеоиздат, Л., 1960.
18. Гровс Г. В. Английские ракетные метеорологические исследования с помощью гранат. Ракетная и спутниковая метеорология. Гидрометеоиздат, Л., 1964.

19. Громова Г. Г. и Князева В. И. О двухлетней цикличности в сроках формирования стратосферного антициклона. *Метеорология и гидрология*, № 6, 1964.
20. Груза Г. В. Макротурбулентность в общей циркуляции атмосферы. Гидрометеониздат, Л., 1961.
21. Гуди Р. М. Физика стратосферы (пер. с англ.). Гидрометеониздат, Л., 1958.
22. Гутерман И. Г. Распределение ветра над северным полушарием. Гидрометеониздат, Л., 1965.
23. Гуцин Г. П. Озон и аэросиноптические условия в атмосфере. Гидрометеониздат, Л., 1964.
24. Дзердзеевский Б. Л., Монин А. С. Типовые свойства общей циркуляции атмосферы в северном полушарии и индекс циркуляции. Изд-во АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1954.
25. Добрышман Е. М. О некоторых особенностях циркуляции в тропосфере в экваториальной области. *Метеорология и гидрология*, № 5, 1964.
26. Добрышман Е. М. Исследование статистических характеристик поля давления в низких широтах и определение движения по полю давления в экваториальной области. Тр. ММП, вып. 7, 1964.
27. Дроздов О. А. и Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Гидрометеониздат, Л., 1963.
28. Дубенцов В. Р. Воздушные течения в стратосфере. *Метеорология и гидрология*, № 11, 1959.
29. Дубенцов В. Р. Основные особенности распределения температуры в атмосфере в различные сезоны (в слое 0—100 км). *Метеорология и гидрология*, № 9, 1961.
- ✓ 30. Дубенцов В. Р. Некоторые особенности циркуляции в северной и центральной частях Тихого океана по материалам наблюдений на экспедиционных судах «А. И. Воейков» и «Ю. М. Шокальский». Тр. ЦИП, вып. 137, 1964.
- ✓ 31. Дубенцов В. Р. Воздушные течения и распределение температуры в стратосфере и мезосфере. Гидрометеониздат, М., 1965.
- ✓ 32. Дубенцов В. Р., Унукова А. А. Некоторые особенности распределения зональных составляющих ветра и температуры в стратосфере над северной и центральной частями Тихого океана. Тр. ЦИП, вып. 143, 1965.
33. Е Ду-чжэн, Чжу Бао-чжэнь. Некоторые важнейшие вопросы общей циркуляции атмосферы (Пер. с кит. под ред. А. А. Гирса). Гидрометеониздат, Л., 1961.
- ✓ 34. Зайцева Н. А., Усманов Р. Ф. Вертикальный разрез атмосферы в экваториальной части Тихого океана. Тр. ЦИП, вып. 137, 1964.
35. Захарова Н. М. Прогностическое значение некоторых особенностей термобарических полей в нижней стратосфере. *Метеорология и гидрология*, № 11, 1965.
36. Зубян Г. Д. О междуширотном обмене теплых и холодных масс воздуха в стратосфере зимой. *Метеорология и гидрология*, № 1, 1959.
37. Ильинский О. К. Предварительные результаты аэрологических наблюдений в Тихом океане на исследовательских судах «А. И. Воейков» и «Ю. М. Шокальский». *Метеорология и гидрология*, № 3, 1962.
38. Калинин Ю. Д. О некоторых вопросах изучения вековых вариаций земного магнетизма. Тр. НИИЗМ, вып. 8(18), 1952.
39. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. Гидрометеониздат, Л., 1960.
40. Кац А. Л. Воздухообмен в тропической зоне и его связь с общей циркуляцией атмосферы. *Метеорология и гидрология*, № 2, 1963.

41. Кац А. Л. Воздушные потоки в тропосфере и стратосфере тропической зоны и их связь с общей циркуляцией атмосферы. Тр. ДВНИГМИ, вып. 16, 1964.
42. Кац А. Л. Двухлетняя цикличность в экваториальной стратосфере и общая циркуляция атмосферы. Метеорология и гидрология, № 6, 1964.
43. Кац А. Л. Научные итоги работ XII рейса и/с «А. И. Воейков» (май—июнь 1965 г.). Метеорология и гидрология, № 10, 1965.
44. Кац А. Л. Цикличность в экваториальной стратосфере и мезосфере и сезонные преобразования глобальной циркуляции. Метеорология и гидрология, № 7, 1966.
45. Кондратьев К. Я. Метеорологические исследования с помощью ракет и спутников. Гидрометеиздат, Л., 1962.
46. Кондратьев К. Я., Филипович О. П. Тепловой режим верхних слоев атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1960.
47. Кузнецов А. П., Бритаев А. С., Иозенас В. А. Наблюдения над вертикальным распределением озона в атмосфере. Материалы конференции по итогам МГГ (1960) и метеорологического изучения Антарктиды (1959). Гидрометеиздат, М., 1961.
48. Лескова Е. А. Некоторые характеристики струйных течений над северо-западной частью Тихого океана летом 1960 г. Тр. ДВНИГМИ, вып. 14, 1962.
49. Литвиненко Л. И. О воздухообмене между северным и южным полушарием. Метеорология и гидрология, № 6, 1965.
50. Литвиненко Л. И. Меридиональная циркуляция атмосферы в экваториальной зоне. Тр. ЦИП, вып. 114, 1965.
51. Литвиненко Л. И. Зональная циркуляция в экваториальных широтах. Метеорология и гидрология, № 3, 1966.
52. Лондон Ю. Колебания озона и их связь с потеплениями в стратосфере. Озон в земной атмосфере. Сб. ст. (пер. с англ.) под ред. Г. П. Гущина. Гидрометеиздат, Л., 1966.
53. Машкович С. А. О связи колебаний зональной циркуляции атмосферы с развитием длинных волн. Объективный анализ и прогноз метеорологических элементов. Изд-во АН СССР, М., 1963.
54. Мерцалова О. Б., Соколова В. М., Сычева Е. Ф. Климатические характеристики температуры модели стандартной атмосферы. Тр. НИИАК, вып. 24, 1963.
55. Монин А. С. О макротурбулентном обмене в земной атмосфере. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1956.
56. Нордберг У. и Смит У. Гранатные эксперименты и эксперименты, связанные с образованием натриевых облаков, осуществленные с помощью ракет на о. Уоллопс в Виргинии. Ракетная и спутниковая метеорология. Гидрометеиздат, Л., 1964.
57. Обухов А. М. К вопросу о геострофическом ветре. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз. 13, № 4, 1949.
58. Пагава С. Т. Об использовании данных наблюдений в стратосфере при анализе естественных синоптических сезонов. Метеорология и гидрология, № 11, 1964.
59. Пагава С. Т. Предвестники сезонов в нижней стратосфере. Метеорология и гидрология, № 9, 1965.
60. Пагава С. Т. Особенности циркуляции атмосферы в предзимье. Метеорология и гидрология, № 1, 1966.
61. Павловская А. А. Потепление в стратосфере над Арктикой в январе 1958 г. Материалы конференций по итогам МГГ (1960) и метеорологического изучения Антарктиды (1959). Гидрометеиздат, М., 1961.
62. Петровский Ю. С. Воздушные течения вблизи экватора и воздухообмен между полушариями в 1963/64 г. Метеорология и гидрология, № 1, 1966.

63. Петросянц М. А., Субботина О. И., Чанышева С. Т. О влиянии орографии Средней Азии на среднее поле температуры. Тр. САНИГМИ, вып. 20(35), 1965.
64. Пинус Н. З. Некоторые особенности обращения ветра в нижней стратосфере. Геофиз. бюлл., № 12. Изд-во АН СССР, 1962.
65. Пинус Н. З., Шметер С. М. Аэрология, часть II. Физика свободной атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1965.
66. Погосян Х. П. Струйные течения в атмосфере. Гидрометеиздат, М., 1960.
67. Погосян Х. П. Сезонные и внутрисезонные изменения температуры и воздушных течений в стратосфере. Тр. ЦИП, вып. 104, 1961.
68. Погосян Х. П. Поле геопотенциала в стратосфере. Метеорология и гидрология, № 8, 1961.
69. Погосян Х. П. Сезонные и внутрисезонные изменения температуры, геопотенциала и атмосферной циркуляции в стратосфере. Метеорология, № 10. Изд-во «Наука», М., 1965.
70. Погосян Х. П., Павловская А. А. Некоторые особенности циркуляции воздуха в стратосфере северного полушария. Метеорология и гидрология, № 6, 1964.
71. Погосян Х. П. и Павловская А. А. Характерные особенности зимней и летней циркуляции воздуха в стратосфере северного полушария. Труды III Междуведомственного совещания по атмосферному озону. Гидрометеиздат, Л., 1965.
72. Погосян Х. П., Павловская А. А. О влиянии солнечной активности на изменения температуры и циркуляции в стратосфере. Метеорология и гидрология, № 1, 1966.
73. Погосян Х. П., Павловская А. А., Шабельникова М. В. Взаимосвязь процессов в тропосфере и стратосфере северного полушария. Гидрометеиздат, Л., 1965.
74. Покровская Т. В. О двухлетней цикличности в ходе метеорологических явлений. Тр. ГГО, вып. 89, 1959.
75. Пурганский В. С. О движении атмосферы в приэкваториальных широтах. Метеорология и гидрология, № 11, 1965.
76. Пчелко И. Г. Об образовании и эволюции летнего стратосферного антициклона в северном полушарии. Метеорология и гидрология, № 12, 1959.
77. Ракипова Л. Р. О механизме связи между тропосферой и верхними слоями атмосферы. Тр. ГГО, вып. 28(90), 1951.
78. Ракипова Л. Р. О переносе массы, тепла и влаги через экватор. Тр. ГГО, вып. 114, 1960.
79. Риль Г. Тропическая метеорология (пер. с англ.). Под ред. А. С. Чаплыгиной, ИЛ, М., 1963.
80. Рязанова Л. А., Петров А. А. О трех случаях внезапного потепления арктической стратосферы. Тр. ЦАО, вып. 52, 1964.
81. Рязанова Л. А., Хвостиков И. А. Процессы в стратосфере по материалам ракетного зондирования. Метеорологические исследования, № 9. Изд-во «Наука», М., 1965.
82. Рязанова Л. А., Трубников Б. Н. О роли притоков тепла в формировании термического режима стратосферы. Тр. ЦАО, вып. 69, 1966.
83. Сазонов Б. И. Высотные барические образования и солнечная активность. Гидрометеиздат, Л., 1964.
84. Сперанский К. Е. Сезонная перестройка поля ветра в стратосфере. Метеорологические исследования. Изд-во «Наука», М., 1965.
85. Стехновский Д. И. Барическое поле земного шара. Гидрометеиздат, М., 1962.
86. Трубников Б. Н., Швидковский Е. Г. Сезонные изменения в стратосфере и мезосфере высоких широт. Тр. ЦАО, вып. 69, 1966.

87. Туркетти З. Л. Учет особенностей термобарического поля нижней стратосферы при составлении сезонных прогнозов погоды. *Метеорология и гидрология*, № 10, 1965.
88. Тьюэлес С. и Фингер Ф. Г. Синоптические исследования по данным, полученным с помощью ракетных зондирований атмосферы. *Ракетная и спутниковая метеорология*. Гидрометеиздат, Л., 1964.
89. Уранова Л. А. Сезонные особенности строения нижней стратосферы (изосферы) в высоких и умеренных широтах. *Метеорология и гидрология*, № 3, 1963.
90. Уранова Л. А. Положение изопазы в стратосферных циклонах и антициклонах и связь ее с вертикальным распределением озона. *Метеорология и гидрология*, № 2, 1965.
91. Фронерт Б. В. Зона межпасатных западных ветров в центральной части Тихого океана. *Тр. Ин-та океанологии АН СССР*, т. X, 1960.
92. Ханевская И. В. Основные черты зимнего поля температуры в свободной атмосфере над северным полушарием. *Тр. НИИАК*, вып. 14, 1961.
93. Ханевская И. В. Сезонные преобразования температурного поля в нижней стратосфере над северным полушарием. *Тр. НИИАК*, вып. 28, 1964.
94. Хвостиков И. А. Физика озоносферы и ионосферы. Изд-во АН СССР, М., 1963.
95. Хвостиков И. А. Высокие слои атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1964.
96. Хвостиков И. А. Серебристые облака и строение высоких слоев атмосферы. *Тр. совещания по серебристым облакам (Таллин)*, т. II, АН ЭССР, 1962.
97. Хвостиков И. А. и др. Исследование стратосферы с помощью метеорологических ракет в СССР. *Ракетная и спутниковая метеорология*, Гидрометеиздат, Л., 1964.
98. Хргиан А. Х. Атмосферный озон. *Итоги МГГ в СССР*. Конференция 28—31 октября 1959 г. Изд. МГУ, М., 1961.
99. Хргиан А. Х. Атмосферный озон (итоги МГГ). *Метеорология и гидрология*, № 1, 1964.
100. Хромов С. П. Типы приземного распределения ветра вблизи экватора. *Изв. ВГО*, т. 93, вып. 2, 1961.
101. Хромов С. П. К вопросу об экваториальной зоне западных ветров. *Тр. Первой научной конференции по общей циркуляции стратосферы*. Гидрометеиздат, Л., 1962.
102. Чарни Ж. Об общей циркуляции атмосферы. *Сб. «Атмосфера и океан в движении»*. Пер. с англ. под ред. А. М. Гусева. ИЛ, М., 1963.
103. Шабельникова М. В. О роли вертикальных движений в изменении температуры при стратосферных потеплениях. *Метеорология и гидрология*, № 11, 1966.
104. Шалавеюс А. С. Некоторые результаты исследования воздухообмена в тропической части Атлантического океана. *Тр. МГИ АН УССР*, т. 35, 1966.
105. Швидковский Е. Г. Некоторые результаты измерений термодинамических параметров стратосферы при помощи метеорологических ракет. *Искусственные спутники Земли*, вып. 2, 1958.
106. Швидковский Е. Г. Ракетные исследования высоких слоев атмосферы. *Тр. ЦАО*, вып. 26, 1959.
107. Швидковский Е. Г. Ракетные метеорологические измерения. *Тр. ЦАО*, вып. 29, 1960.
108. Alaka M. A. A case study of an easterly jet stream in tropics. *Tellus*, v. 10, No. 1, 1958.

109. Angell J. K., Korshover G. The biennial wind and temperature oscillations of the equatorial stratosphere and their possible extension to higher latitude. *Monthly Weather Review*, v. 90, No. 4, 1962.
110. Angell J. K., Korshover G. Quasi-biennial variations in temperature, total ozone and tropopause height. *J. Atm. Sci.*, 21, 1964.
111. Appleman H. S. The climatological wind and wind variability between 45 and 60 kilometers. *J. Geophys. Res.*, v. 68, No. 12, 1963.
112. Attmannspacher W. Über die Existenz einer Hochstratosphärischen Nullschicht I. *Arch. Met. Rund.*, Bd 13, H. 2, 1960.
113. Barbé G. Circulations atmosphériques à haute altitude. Etude expérimentale de la mousson stratosphérique. *Météorologie*, n° 56, 1959.
114. Barbé G. Sur l'apparition brusque de vents de secteur Est en hiver dans la stratosphère moyenne et élevée et la manifestation progressive de ce phénomène entre le 20-e et le 50-e degré de latitude Nord, au voisinage du méridien de Paris. *C. r. acad. sci.*, 252, n° 24, 1961.
115. Batten E. S. Wind system in the mesosphere and lower ionosphere. *J. Met.*, 18, No. 3, 1961.
116. Belmont A. D. The reversal of stratospheric winds over North America. General Mills, Inc. Minneapolis, Minn., 42, 1961.
117. Belmont A. D. The Reversal of stratospheric winds over North America during 1957, 1958 and 1959. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*. Bd 35, H. 1/2, 1962.
118. Belmont A. D. An atlas of prevailing monthly zonal winds in the stratosphere over the N. Hemisphere. *Meteorol. Abhandl.*, Bd XXXV, Berlin, 1963.
119. Belmont A. D. and Dartt D. G. The observed stratospheric wind cycles in the tropics. *Proceedings of the Symposium on Tropical Meteorology*. N. Zealand, XI, 1963. Wellington, 1964.
120. Bemmelen W. Der intertropische Teil der allgemeinen Zirkulation nach Beobachtungen in Batavia. *Met. Zs.*, 41, 5, 1924.
121. Bossolasco M. Le correnti dell'alta troposfera e dell'a stratosfera inferiore sulle regioni equatoriali. *Geofisica pura e applicata*, 14, 1, 1949.
122. Boville B. W., Wilson C. V., Hare F. K. Baroclinic waves of the polar night vortex. *J. Met.*, No. 5, 1961.
123. Brasefield C. J. Winds and temperatures in the lower stratosphere. *J. Met.*, 7, 1950.
124. Clough H. W. A systematically varying period in weather and solar phenomena. *Monthly Weather Review*, 52, 1924.
125. Cole A. E., Kantor A. J. and Nee P. Stratospheric temperature variations, 25 to 55 kilometers, at latitude 15° N. *J. Geophys. Res.*, v. 70, No. 2, X—15, 1965.
126. Craig R. A. and Hering W. S. The stratospheric warming of January—February 1957. *J. Met.*, 16, 1959.
127. Craig R. A. and Lateef M. A. Vertical motion during the 1957 stratospheric warming. *J. Geophys. Res.*, v. 67, No. 5, 1962.
128. Craig R. A., Ohring G. The temperature dependence of ozone radiational heating rates in the vicinity of the mesopeak. *J. Met.*, 15, 1958.
129. Dartt D. G. and Belmont A. D. Periodic features of the 50-millibar zonal winds in the tropics. *J. Geophys. Res.*, 69, 1964.
130. Data report of the meteorological rocket network firings, No. 7—34, 1960—1964. U. S. Army. N. Mexico.
131. Defant and H. M. E. de Boogard. The global circulation features of the troposphere between the equator and 40° N, based on a single day's data. *Tellus*, v. 15, No. 3, August 1963.
132. Douglas A. E. Climatic cycles and tree growth. A study of cycles, v. 3, Carnegie Ins. Washington, 1936.
133. Dütsch H. U. Ozone and temperature in the stratosphere. *Met. Abhandl.*, Bd XXXVI, Berlin, 1963.

134. Ebdon R. A., Veryard R. G. Fluctuations in the equatorial stratospheric winds. *Nature*, v. 189, No 4761, 1961.
135. Ebdon R. A. Some notes on the stratospheric winds at Canton Island and Christmas Island. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, v. 87, No. 373, 1961.
136. Ebdon R. A. Fluctuations in stratospheric winds over Ascension Island. *Met. Mag.*, 91, 1962.
137. Ebdon R. A. The tropical stratospheric wind fluctuations. *Weather*, 18, 1963.
138. Ebdon R. A. 100-mb temperature and control patterns (January to April 1962 and 1964). *Weather*, v. 20, No. 3, London, 1965.
139. Elterman L. Seasonal trends of temperature density and pressure to 67,6 km obtained with the searchlight probing technique. *J. Geophys. Res.*, 59, No. 3, 1954.
140. Faust H. Die Schwachwindsschicht in der unteren Stratosphäre als Nullschicht. *Met. Rund.*, 13, Nr 3, 1958.
141. Faust H., Attmannspacher W. Die Allgemeine Zirkulation der außertropischen Breiten bis 60km Höhe auf der Basis der Nullschichtkonzeption. *Met. Rund.*, Bd 14, H. 1, 1961.
142. Finger F. G., Teweles S. The mid-winter 1963 stratospheric warming and circulation change. *J. Appl. Met.*, v. 3, No. 1, 1964.
143. Fletcher R. D. The general circulation of the tropical and equatorial atmosphere. *J. Met.*, v. 12, 1945.
144. Flohn H. Passatzirkulation on äquatoriale Westwindzone. *Arch. Met. Geophys. Bioklim.*, Bd 3, 1951.
145. Flohn H. Die Revision der Lehre vom Passatkreislauf. *Meteorologische Rundschau*, Bd 6, H. 1—2, 1953.
146. Flohn H. Equatorial westerlies over Africa, their extension and significance. *Tropical Meteorological Proceedings*. Nairobi, 1960.
147. Flohn H., Holzappel R., Oeckel H. Untersuchungen über die stratosphärische Ostströmung auf der Sommerhalbkugel. *Beitr. Phys. Atm.*, 31, Nr 3, 4, 1959.
148. Funk J. F., Garnham L. L. Australian ozone observations and a suggested 24-month cycle. *Tellus*, 14, 1962.
149. Godson W. L. Total ozone and the middle stratosphere over arctic and sub-arctic areas in winter and spring. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, v. 86, No 369, 1960.
150. Godson W. L., Wilson C. V. The structure of the Arctic winter stratosphere over a ten-year period. *Canadian Met. Mem.*, No. 11, 1963.
151. Goldie A. H. R. The average planetary circulation in vertical meridian planes. *Centenary Proc. Roy. Met. Soc.*, 1950.
152. Graystone P. Meteorological office discussion on tropical meteorology. *Met. Mag.*, v. 88, No. 1042, 1959.
153. Greenhow V. S., Neufeld E. L. Diurnal and seasonal wind variations in the upper atmosphere. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, v. 87, No. 374, 1961.
154. Hare F. K. The summer circulation of the arctic stratosphere below 30 km. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, v. 86, No. 368, 1960.
155. Haurwitz B. The zonal wind field in the upper atmosphere. *Department of Meteorology and Ocean. N. Y. Univ. Sci. Rept.*, No. 7, 1954.
156. Hay R. F. M. High-level strong easterlies over Singapore and Honkong. *Weather*, v. 8, No. 7, 1953.
157. Heastie H., Stephenson P. M. Upper winds over the world. Parts I and II. *Geophys. Mem.*, No. 103, v. XIII, London, 1960.
158. Hess S. Some new mean meridional cross-section through the atmosphere. *J. Met.*, v. 5, No. 6, 1948.
159. Kantor A. J., Cole A. E. Zonal and meridional winds to 120 kilometers. *J. Geophys. Res.*, v. 69, No. 24, 1964.

160. Keegan T. J. Large-scale disturbances of atmospheric circulation between 30 and 70 kilometers in winter. *J. Geophys. Res.*, vol. 67, No. 5, 1962.
161. Kellongg W. W., Schilling G. F. A proposed model of the circulation in the upper stratosphere. *J. Met.*, 8, 1951.
162. Kochansky A. Cross-section of the mean zonal flow and temperature along 80 W. *J. Met.*, v. 12, No. 2, 1955.
163. Kochansky A., Wasko P. E. Mean wind flow at the 50- and 25-mb levels. *BAMS*, 37, No. 2, 1956.
164. Kochansky A. Circulation and temperature at 70- to 100-km height. *J. Geophys. Res.*, v. 68, No. 1, 1963.
165. Koteswaram P. The easterly jet stream in the tropics. *Tellus*, v. 10, No. 1, 1958.
- ✓ 166. Kriester B. Die annähernd zweijährige Schwingung des zonalen Windes in der tropischen Stratosphäre. *Met. Abhandl.*, Bd XXII, H. 4, Berlin, 1964.
167. Kriester B., u. a. *Meteorologische Abhandlungen*, Bd XV, H. 1, 1963.
168. Kulkarni R. N. Some ozone-weather relationships in the middle latitudes of the Southern Hemisphere. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 89, 478—489, 1963.
169. Labitzke K. Beiträge zur Synoptik der Hochstratosphäre. *Met. Abhandl.* Bd XXVII, H. 1, 1962.
170. Labitzke-Behr K., Petzoldt K., Scherhag R. *Met. Abhandl.*, Inst. Met. und Geophys. Freien Univ., Berlin, 1961—1964.
171. Landsberg H. E. Biennial pulses in the atmosphere. *Beitr. Phys. Atmos.*, 35, 1962.
172. Landsberg H. E., u. a. Surface signs of the biennial atmospheric pulse. *Mon. Weather Rev.*, 91, 1963.
173. Lettau H. Theoretical notes on the dynamics of the equatorial atmosphere. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 29, 1956.
174. Masterson J. E., Hubert W. E., Thomas R. Wind and temperature measurements in the mesosphere by meteorological rockets. *J. Geophys. Res.*, 66, No. 7, 1961.
175. McCreary F. E. A Christmas Island climatological study. I. T. F. 7 Met. Centre T. P. 11, Pearl Harbor, 1959.
176. McCreary F. E. Mean monthly upper tropospheric circulation over the tropical Pacific during 1954—1959. I. T. F. 7 Met. Centre, University of Hawaii, v. 1—4, 1960—1961.
177. McCreary F. E. Variations of the zonal winds in the equatorial stratosphere. I. T. F. 7 Met. Centre T. P. 20, University of Hawaii, 1961.
178. *Meteorologische Abhandlungen*, Bands XIII—XL, 1960—1963.
179. Miers B. I. Zonal wind reversal between 30 and 80 km over the Southwestern United States. *J. Atm. Sci.*, v. 20, No. 2, 1963.
180. Miers B. T., Beyers N. J. Rocketsonde wind and temperature measurements between 30 and 70 km for selected stations. *J. Appl. Met.*, v. 3, 1964.
181. Mintz V. The observed zonal circulation of the atmosphere. *BAMS*, v. 35, No. 5, 1954.
182. Mintz V. Total energy budget of the atmosphere. (Investigation of the general circulation of the atmosphere). Los Angeles, 1959.
183. Morris I. E., Miers B. T. Circulation disturbances between 25 and 70 kilometers associated with the sudden warming of 1963. *J. Geophys. Res.*, 69, No. 2, 1964.
184. Murgatroyd R. J. Winds and temperature between 20 km and 100 km. A review. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, v. 83, No. 358, 1957.
185. Murgatroyd R. J., Goody R. M. Sources and sinks of radiative energy from 30 to 90 km. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 85, 1958.



186. Murgatroyd R. J., Singleton F. Possible meridional circulations in the stratosphere and mesosphere. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 87, No. 372, 1961.
187. Newell R. E. The transport of trace substances in the atmosphere and their implications for the general circulation of the stratosphere. *Geophys. pure a appl.*, N 2, 1961.
188. Newell R. E. A note on the 26-month oscillation. *J. Atm. Sci.*, 21, 1964.
189. Newell R. E. 26-month oscillation in atmospheric properties and the apparent solar diameter. *Nature*, 204, 278, 1964.
190. Nordberg W., Stroud W. G. Results of IGY rocket-grenade experiments to measure temperatures and winds above the Island of Guam. *J. Geophys. Res.*, v. 66, No. 2, 1961.
191. Ohring G. The radiation budget of the stratosphere. *J. Met.*, v. 15, No. 5, 1958.
192. Oort A. H. Direct measurement of the meridional circulation in the stratosphere during IGY. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A, Bd 14, H. 2, Wien*, 1964.
193. Palmer C. E. The general circulation between 200 mb and 10 mb over the Equatorial Pacific. *Weather*, vol. IX, No. 11, Nov. 1954.
194. Palmer C. E. The stratospheric polar vortex in winter. *J. Geophys. Res.*, v. 64, No. 7, 1959.
195. Palmen E. On the mean meridional circulation in low latitudes of the N. Hemisphere in winter and the associated meridional and vertical flux of angular momentum. (Investigations of the general circulation of the atmosphere). Los Angeles, 1959.
196. Palmen E., Alaka M. A. On the angular momentum in the zone between Equator and 30° N. *Tellus*, 4, 1952.
197. Palmen E., Vuorela L. A. On the mean meridional circulation in the N. Hemisphere during the winter season. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, v. 89, No. 379, 1963.
198. Palmen E., Riehl H., Vuorela L. A. On the meridional circulation and release of kinetic energy in the tropics. *J. Met.*, v. 15, No. 3, 1958.
199. Pant P. S. Circulation in the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 61, No. 3, 1956.
200. Peixoto I. P., Saltzman B., Teweles S. Harmonic analysis of the topography along parallels of the earth. *J. Geophys. Res.*, No. 8, v. 69, 1964.
201. Petkovsek L. Ein Beitrag zu den Betrachtungen des stratosphärischen Windes oberhalb des Äquators. *Berliner Wetterkarte, Beilage 45/63, SO 12/63*, 1963.
202. Probert—Jones J. R. An analysis of the fluctuations in the tropical stratospheric wind. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, v. 90, No. 383, 1964.
203. Ramanathan K. R., Kulkarni R. N. Mean meridional distribution of ozone. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, v. 86, 1960.
204. Ramanathan K. R. Biennial variation of atmospheric ozone over the tropics. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 89, 1963.
205. Rangarajan S. Variations in ozone associated with the oscillations of equatorial stratospheric wind. *Nature*, 201, 1964.
206. Reed R. J. Evidence of geostrophic motion in the equatorial stratosphere. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, v. 88, No. 377, 1962.
207. Reed R. J. Some features of the annual temperature regime in the tropical stratosphere. *Monthly Weather Review*, v. 90, No. 6, 1962.

208. Reed R. J. On the cause of the 26-month periodicity in the equatorial stratospheric winds. *Meteorologische Abhandlungen*, Bd XXXVI, 1963.
209. Reed R. J. A tentative model of the 26-month oscillation in tropical latitudes. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, v. 90, No. 386, 1964.
- ✓ 210. Reed R. J. The present status of the 26-month oscillation. *BAMS*, v. 46, No. 7, 1965.
211. Reed R. J., a. o. Evidence of a downward propagating annual reversal in the equatorial stratosphere. *J. Geophys. Res.*, v. 66, No. 3, 1961.
212. Reed R. J., Rogers D. G. The circulation of the tropical stratosphere in the years 1954—1960. *J. Atm. Sci.*, v. 19, No. 2, 1962.
213. Rossby C. G. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacement of the semipermanent centers of action. *J. Marine Res.*, v. 2, No. 1, 1939.
214. Scherhag R. Die explosionsartigen Stratosphärenwärmungen des Spät-winters 1951/1952. *Ber. Dtsch. Wetterdienstes der U. S. Zone*, 6, 38, 1952.
215. Scherhag R. Stratospheric temperature changes and the associated changes in pressure distribution. *J. Met.*, v. 17, No. 6, 1960.
216. Shapiro R., Ward F. A. A neglected cycle in sunspot numbers. *J. Atm. Sci.*, v. 19, No. 6, 1962.
217. Smith L. B. The measurement of wind between 100 000 and 300 000 ft by use of rockets. *J. Met.*, 17, No. 3, 1960.
218. Smith J. W., Vaughan W. W. High-altitude wind observations above Cape Canaveral. *Aerospace Engng*, 20, No. 10, 16—17, 1961.
219. Stacey F. D., Westcott P. Possibility of a 26- or 27-month periodicity in the equatorial geomagnetic field and its correlation with stratospheric winds. *Nature*, 196, 1962.
220. Stalley D. O. A partial theory of the 26-month oscillation of the zonal wind in the equatorial stratosphere. *J. Atm. Sci.*, v. 20, No. 6, 1963.
221. Stroud W. G., a. o. Rocket-grenade observation of atmospheric heating in the Arctic. *J. Geophys. Res.*, v. 64, No. 9, 1959.
222. Stroud W. G., a. o. Rocket-grenade measurements of temperatures and winds in the mesosphere over Churchill. Canada. *J. Geophys. Res.*, v. 65, No. 8, 1960.
223. Teweles S. Anomalous warming of the stratosphere over North America in early 1957. *Monthly Weather Review*, v. 86, No. 10, Oct. 1958.
224. Teweles S. Meteorological analysis of Churchill rocket sounding data. *ARS Journal*, 31, No. 6, 1961.
225. Teweles S. Time section and hodograph analysis of Churchill rocket and radiosonde winds and temperatures. *Monthly Weather Review*, v. 89, No. 4, 1961.
226. Teweles S., Finger F. G. An abrupt change in stratospheric circulation beginning in mid-January 1957. *Monthly Weather Review*, v. 86, No. 1, Jan. 1958.
227. Teweles S., Rothenberg L. and Finger F. G. The circulation at the 10-millibar constant surface over North America and adjacent ocean areas—July 1957 through June 1958. *Monthly Weather Review*, 88, 1960.
228. Tucker G. B. The atmospheric budget of angular momentum. *Tellus*, v. 12, No. 2, 1960.
- ✓ 229. Varyard R. G. and Ebdon R. A. Fluctuations in tropical stratospheric winds. *Met. Mag.*, v. 90, No. 1066, 1961.
- ✓ 230. Varyard R. G. and Ebdon R. A. The 26-month tropical stratospheric wind oscillation and possible causes. *Met. Abhandl.*, Bd XXXVI, 1962.

231. Vuorela L. Contribution to the aerology of the tropical Atlantic. *J. Met.*, v. 5, No. 3, 1948.
232. Wada H. A study on the behavior of the polar vortex and its application to long-range weather forecasting. *Geophysical Magazine*, v. 31, No. 2, Tokyo, 1962.
233. Warnecke G. Ein Beitrag zur Aerologie der arktischen Stratosphäre. *Met. Abhandl. Inst. Meteorol. und Geophys. Freien Univ., Berlin*, 3, Nr. 3, 1956.
234. Warnecke G. Über den Temperaturlauf in der Stratosphären der Polargebiete. *Polarforschung, Band V*, 32, 1962.
235. Webb W. L. Stratospheric solar response. *J. Atm. Sci.*, v. 21, No. 6, 1964.
236. Westcott. The 25- or 26-month periodic tendency in sunspots. *J. Atm. Sci.*, 21, 1964.
237. Wexler H. On the effects of volcanic dust on insolation and weather. *BAMS*, v. 32, 1951.
238. Wexler H. Seasonal and other temperature changes in the Antarctic atmosphere. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, v. 85, No. 365, 1959.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие . . . . .	3
<b>Глава I. Вертикальная структура воздушных течений в тропической и экваториальной тропосфере и нижней стратосфере . . . . .</b>	<b>7</b>
Вертикальная структура зональных потоков . . . . .	8
Вертикальная структура меридиональных потоков . . . . .	26
<b>Глава II. Циклические колебания зональной составляющей ветра в нижней экваториальной стратосфере . . . . .</b>	<b>32</b>
Квазидвухлетний цикл зональных составляющих ветра в нижней экваториальной стратосфере . . . . .	—
О природе и причинах квазидвухлетнего цикла зональных составляющих ветра в нижней экваториальной стратосфере . . . . .	40
<b>Глава III. Сезонные особенности циклических колебаний в нижней стратосфере . . . . .</b>	<b>48</b>
Сезонные особенности циклических колебаний в нижней экваториальной и тропической стратосфере . . . . .	—
Квазидвухлетняя циклическость и общая циркуляция в нижней стратосфере . . . . .	61
<b>Глава IV. Циркуляция в верхней тропической и экваториальной стратосфере и мезосфере . . . . .</b>	<b>92</b>
Периодические и непериодические изменения зонального ветра в тропической стратосфере и мезосфере . . . . .	—
Некоторые сезонные особенности циркуляции в верхней экваториальной стратосфере . . . . .	105
Шестимесячная периодичность зонального ветра в верхней экваториальной стратосфере и связь ее с квазидвухлетней циклическостью в нижней стратосфере . . . . .	114
<b>Глава V. Некоторые особенности взаимосвязи атмосферной циркуляции в стратосфере и мезосфере внетропических и тропических широт . . . . .</b>	<b>130</b>
Некоторые климатические характеристики стратосферы и мезосферы внетропических широт . . . . .	132
Взаимосвязь периодических изменений циркуляции в стратосфере и мезосфере внетропических и тропических широт . . . . .	142
Непериодические колебания в зимней стратосфере (зимние потепления) и взаимосвязи глобальной циркуляции . . . . .	163
Заключение . . . . .	190
Литература . . . . .	193

Кац Аврам Львович

ЦИРКУЛЯЦИЯ В СТРАТОСФЕРЕ И МЕЗОСФЕРЕ

Отв. редактор **Н. В. Саготовский**

Редактор Л. И. Штанникова

Художник В. А. Евтихийев

Тех. редактор Г. С. Николаева

Корректор К. И. Розина

Сдано в набор 10/VII 1967 г. Подписано к печати 27/XII 1967 г. Бумага тип. № 1 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>  
 Бум. л. 6,375 Печ. л. 12,75 Уч.-изд. л. 13,62 Тираж 1500 экз. М-22344 Индекс МЛ-274  
 Гидрометеорологическое издательство. Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23  
 Заказ № 460 Цена 91 коп.

Ленинградская типография № 8 Главполиграфпрома  
 Комитета по печати при Совете Министров СССР  
 Ленинград, Прачечный пер., д. 6