	THE
МИНИСТЕРСТВО	НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКО ФЕДЕРАЦИИ
федеральное госу	дарственное бюджетное образовательное учреждени
	высшего образования
«P	ОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМ	ИЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»
K	Хафедра метеорологических прогнозов
выпускн	АЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
	(бакалаврская работа)
	(canadabpenan pacera)
средней и вери	хней атмосферы с помощью модели МСВА»
средней и верх Исполнитель	хней атмосферы с помощью модели МСВА» Фадеев Алексей Сергеевич
с <u>редней и вер</u> и Исполнит <u>ель</u>	хней атмосферы с помощью модели МСВА» Фадеев Алексей Сергеевич (фамилия, имя, отчество)
средней и верх Исполнитель Руководитель	хней атмосферы с помощью модели МСВА» Фадеев Алексей Сергеевич (фамилия, имя, отчество) Кандидат физико-математических наук, доцент
средней и верх Исполнитель Руководитель	хней атмосферы с помощью модели МСВА» Фадеев Алексей Сергеевич (фамилия, имя, отчество) Кандидат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание) Савенкова Елена Николаевна
с <u>редней и верх</u> Исполнит <u>ель</u> Руководи <u>тель</u>	хней атмосферы с помощью модели МСВА» Фадеев Алексей Сергеевич (фамилия, имя, отчество) Кандидат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание) Савенкова Елена Николаевна (фамилия, имя, отчество)
с <u>редней и верз</u> Исполнит <u>ель</u> Руководи <u>тель</u> «К защите допуска Зародующий кафо	хней атмосферы с помощью модели МСВА» Фадеев Алексей Сергеевич (фамилия, имя, отчество) Кандидат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание) Савенкова Елена Николаевна (фамилия, имя, отчество) Ю»
с <u>редней и верз</u> Исполнит <u>ель</u> Руководи <u>тель</u> «К защите допуска Заведующий кафе,	хней атмосферы с помощью модели МСВА» Фадеев Алексей Сергеевич (фамилия, имя, отчество) Кандидат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание) Савенкова Елена Николаевна (фамилия, имя, отчество) ю» дрой
с <u>редней и верз</u> Исполнит <u>ель</u> Руководи <u>тель</u> «К защите допуска Заведующий кафе,	хней атмосферы с помощью модели МСВА» Фадеев Алексей Сергеевич (фамилия, имя, отчество) Кандидат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание) Савенкова Елена Николаевна (фамилия, имя, отчество) ю» дрой
с <u>редней и верз</u> Исполнит <u>ель</u> Руководи <u>тель</u> «К защите допуска Заведующий кафе, Канд	хней атмосферы с помощью модели MCBA» Фадеев Алексей Сергеевич (фамилия, имя, отчество) Кандидат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание) Савенкова Елена Николаевна (фамилия, имя, отчество) ю» дрой (подпись) цидат физико-математических наук, доцент
средней и верх Исполнит <u>ель</u> Руководитель «К защите допуска Заведующий кафе, Канд	хней атмосферы с помощью модели МСВА» Фадеев Алексей Сергеевич (фамилия, имя, отчество) Кандидат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание) Савенкова Елена Николаевна (фамилия, имя, отчество) ю» дрой (подпись) цидат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание)
средней и верх Исполнит <u>ель</u> Руководи <u>тель</u> «К защите допуска Заведующий кафе, <u>Канд</u>	хней атмосферы с помощью модели МСВА» Фадеев Алексей Сергеевич (фамилия, имя, отчество) Кандидат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание) Савенкова Елена Николаевна (фамилия, имя, отчество) ю» дрой (подпись) цидат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание) Анискина Ольга Георгиевна
средней и верх Исполнитель Руководитель «К защите допуска Заведующий кафе, Канд	хней атмосферы с помощью модели MCBA» Фадеев Алексей Сергеевич (фамилия, имя, отчество) Кандидат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание) Савенкова Елена Николаевна (фамилия, имя, отчество) ю» дрой (подпись) цидат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание) Анискина Ольга Георгиевна (фамилия, имя, отчество)
средней и верх Исполнитель Руководитель «К защите допуска Заведующий кафе, Канд «»202	хней атмосферы с помощью модели MCBA» Фадеев Алексей Сергеевич (фамилия, имя, отчество) Кандидат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание) Савенкова Елена Николаевна (фамилия, имя, отчество) ю» дрой (подпись) идат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание) Анискина Ольга Георгиевна (фамилия, имя, отчество) 24 г.
средней и верл Исполнитель Руководитель «К защите допуска Заведующий кафе, Канд «»202	хней атмосферы с помощью модели МСВА» Фадеев Алексей Сергеевич (фамилия, имя, отчество) Кандидат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание) Савенкова Елена Николаевна (фамилия, имя, отчество) ю» дрой (подпись) идат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание) Анискина Ольга Георгиевна (фамилия, имя, отчество) 24 г.
средней и верл Исполнитель Руководитель «К защите допуска Заведующий кафе, Канд «»202	хней атмосферы с помощью модели MCBA» Фадеев Алексей Сергеевич (фамилия, имя, отчество) Кандидат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание) Савенкова Елена Николаевна (фамилия, имя, отчество) ю» дрой (подпись) идат физико-математических наук, доцент (ученая степень, ученое звание) Анискина Ольга Георгиевна (фамилия, имя, отчество) 24 г.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
1. ВОЛНЫ В АТМОСФЕРЕ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКИ	6
1.1 Понятие и характеристики волны	6
1.2 Разложение в ряд Фурье	10
1.3 Поток Элиассена-Пальма	12
1.4 Классификация атмосферных волн	14
1.5 Стационарные планетарные волны	17
1.6 Гравитационные приливы	19
2. СРЕДНЯЯ АТМОСФЕРА, РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТЕОВЕЛИЧИН	И
ОСОБЕННОСТИ ЦИРКУЛЯЦИИ	24
2.1 Вертикальная структура атмосферы	24
2.2 Распределение метеовеличин в стратосфере	26
2.3 Распределение метеовеличин в мезосфере	29
2.4 Квазидвухлетние колебания	30
2.5 Циркумполярный вихрь	33
3. Модель средней и верхней атмосферы, структура и принцип работы	36
3.1 Описание модели	36
3.2. Параметризации используемые в модели МСВА	38
3.3 Этапы работы модели	41
4. АНАЛИЗ ВОЛНОВОЙ АКТИВНОСТИ В ЗИМНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ	ПО
ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА MERRA2. ПОДГОТОВКА НАЧАЛЬНЫХ УСЛОВІ	ИЙ.
	42
4.1 Анализ волновой авктивности по данным реанализа MERRA2	42 2

4.2 Начальные условия для запуска модели.	51
5. РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ МОДЕЛИ МСВА И ИХ АНАЛИЗ	54
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	59
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	60

ВВЕДЕНИЕ

Различные процессы в средней и верхней атмосфере представляют собой важный предмет для научного изучения. Хоть большинство природных процессов, влияющих на человеческую деятельность, и происходят в нижнем слое атмосфере – тропосфере, изучение слоев выше также необходимо, ведь для максимально полного понимания тех или иных процессов, происходящих в атмосфере, необходимо изучать атмосферу в комплексе, со всех сторон. Различные слои, атмосферы взаимодействуют и влияют друг на другом с помощью тех или иных механизмов. Так, например, зимнее усиление волновой активности, в полярных и умеренных широтах в стратосфере, приводит к ослаблению циркумполярного вихря, которое в свою очередь создает возможность для проникновения в область вихря воздуха из более низких широт и выдавливанию стратосферного воздуха вниз, что приводит к распространению полярных холодных воздушных масс в умеренные широты в тропосфере. Именно поэтому необходимо изучать не только нижний слой атмосферы, но и среднюю и верхнюю атмосферу.

Действие различных процессов в атмосфере приводит к изменению основных метеорологических параметров во времени и пространстве. Любое изменение тех или иных метеорологических величин можно представить, в виде волновой функции, суперпозиции волн разной длины и амплитуды. При этом именно в верхних слоях атмосферы волновой характер изменения величин, наиболее ярко выражен. Поэтому при изучении состояния средней и верхней атмосферы, важным аспектом является анализ и физическая интерпретация значений характеристик волновых функций и их изменчивости.

Именно изучению и анализу волновой активности будет посвящена данная работа, будут определены и проанализированы не только поля характеристик

волн в средней атмосфере, но и произведена попытка поиска связей и влияния волновой активности на общую циркуляцию средней и верхней атмосферы и их физическая интерпретация.

Для анализа будут использоваться данные полученные с помощью модели средней и верхней атмосферы (дальше MCBA), начальными условиями для которой будут данные реанализа MERRA2. Структура и принцип работы модели также будут изложены в данной работе

1. ВОЛНЫ В АТМОСФЕРЕ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКИ

1.1 Понятие и характеристики волны

Волна – некий процесс с последовательными восходящими и нисходящими частями или периодическая функция

Более точное определение звучит как: Волна – это колебания, распространяющиеся в пространстве с течением времени

Среднее положение волны в пространстве определяется средним волновым уровнем. Волна состоит из гребней и ложбин:

Гребень волны – часть волны, расположенная выше среднего волнового уровня.

Ложбина волны – часть волны, расположенная ниже среднего волнового уровня.

Также волна имеет амплитуду, длину, волновое число, частоту, период, фазу и фазовую скорость

Амплитуда (A) – максимальное смещение частицы волны относительно среднего волнового уровня (иногда амплитудой могут называть максимальное смещение волны относительно минимального смещения смещения).

Фаза волны (ф) – аргумент функции характеризующий состояние волны в определенной точке и в определенный момент времени.

Длина волны (ג) – минимальное расстояние между двумя точками с одинаковой фазой или расстояние, проходимое волной за время равное периоду волны.

Волновое число (k) – число обратное длине волны равное 2рі/λ, где λ длина волны. Волновое число можно интерпретировать, как число равное сдвигу фаз колебаний точек волны отстающих друг от друга на единицу длину.

Период волны (T) – время, за которое сквозь наблюдателя, стоящего неподвижно в направлении волны, пройдет часть волны, состоящая из одного гребня и одной ложбины (полный цикл волнового процесса) или время за которое совершается одно полное колебание

Частота волны (ω) – количество полных циклов волнового процесса которое пройдет сквозь неподвижно стоящего в направлении распространения волны наблюдателя за время равное 2pi секунд. Частота волны равна 2pi/T. Также существуют линейная частота (υ) равная 1/T

Волновой вектор— это вектор, направление которого совпадает с направлением распространения волны. Модуль волнового вектора равен волновому числу.

Фазовая скорость (С ϕ) – скорость распространения фазы волны в направлении волнового вектора, или скорость распространения волны, С ϕ =w/k фазовую скорость можно интерпретировать как скорость, с которой нужно перемещаться наблюдателю, чтобы фаза волны, вдоль которой он перемещается оставалась постоянной.

Волну можно представить уравнением:

$$f(r,t) = A\cos(\vec{k} * \vec{r} - \omega t)$$
⁽¹⁾

Где \vec{k} – волновой вектор, \vec{r} – радиус вектор, ω – частота, t – время, A – амплитуда.

$$\vec{k} * \vec{r} = k_x * x + k_y y + k_z z \tag{2}$$

Энергия среды, которая попала в зону действия волны увеличивается, так как волна создает в данной среде колебания, а любая колеблющаяся частица обладает энергией, если колебания частицы в данной среде происходят по гармоническому закону, то эта частица становится гармоническим осциллятором, энергию такого осциллятора равна:

$$W_0 = \frac{1}{2}m_0\omega^2 A^2$$
 (3)

Где W₀ - энергия частицы, m₀ – масса данной частицы, A и ω – амплитуда и циклическая частота колебаний частицы.

Следовательно, волна переносит энергию, но при этом переноса вещества не происходит.

Физическая величина равная энергии переносимой волной через единицу площади поверхности перпендикулярной направлению распространения волны за единицу времени называется плотность потока энергии или интенсивность волны (I) и определяется выражением:

$$I = \frac{1}{2}\rho A^2 \omega^2 c_\phi \tag{4}$$

Где I – интенсивность волны, *р* – плотность среды.

Заметим, что интенсивность волны прямо пропорциональна квадрату амплитуды волны, если амплитуда увеличилась в 2 раза, то интенсивность увеличится в 4 раза. Исходя из этого, в дальнейшем волновую активность будем характеризовать амплитудой волны.

Как и говорилось выше любое изменение величины в пространстве и времени можно представить в виде суперпозиции волн

Суперпозицией волн называется сумма волн, различающихся по длине волны, она основывается на том, что в линейных средах волны распространяются

независимо друг от друга, то есть волна не изменяет свойства среды, и другая волна распространяется так, будто первой волны нет. Это позволяет вычислять итоговую волну как сумму всех волн, распространяющихся в данной среде.

Суперпозиция волн с близкой к друг другу длиной волны будет представляться в виде волновых пакетов, следующих друг за другом:



Рисунок 1. Иллюстрация структуры волновых пакетов

Центр такого волнового пакета распространяется со скоростью называемой групповой скоростью Cg.

$$C_g = \frac{\partial \Omega(k)}{\partial k} \tag{5}$$

Где Ω – функция зависимости частоты от волнового числа – дисперсионное соотношение. Дисперсия состоит в том, что волны разной длины распространяются с разной скоростью, откуда и образуется зависимость частоты от волнового числа.

Чтобы представить распределение метеорологической величины в виде волнового процесса в пространстве или времени используют разложение в ряд Фурье. 1.2 Разложение в ряд Фурье

Разложение в ряд Фурье – это представление распределения некой величины в пространстве или времени в виде сумм тригонометрических функций – тригонометрического ряда.

Для периодической функции f(x) с периодом 2*π* и непрерывной на промежутке от – *π* до *π*. Разложение в ряд будет меть следующий вид:

$$f(x) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos nx + b_n \sin nx)$$
(6)

$$a_0 = \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} f(x) dx$$
 (7)

$$a_n = \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} f(x) \cos nx dx \tag{8}$$

$$b_n = \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} f(x) sinnx dx \tag{9}$$

Где: $a_0, a_n, b_n - коэффициенты Фурье, n - волновое число, n <math>\in$ N, N - все натуральные числа.

Для функции с произвольным периодом l, разложение будет иметь вид:

$$f(x) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos \frac{\pi n x}{l} + b_n \sin \frac{\pi n x}{l})$$
(10)

$$a_0 = \frac{1}{l} \int_{-l}^{l} f(x) dx$$
 (11)

$$a_n = \frac{1}{l} \int_{-l}^{l} f(x) \cos \frac{\pi n x}{l} dx \tag{12}$$

$$b_n = \frac{1}{l} \int_{-l}^{l} f(x) \sin \frac{\pi n x}{l} dx \tag{13}$$

Данные формулы подходят для разложения непрерывных функций, в нашем же случае приходится иметь дело с дискретным набором данных. Распределение метеовеличин представляется в виде значений этих метеовеличин полученных для набора определенных точек в пространстве – сетки. Каждая такая точка называется узлом сетки. Кроме того, важной проблемой разложения в ряд Фурье, является его одномерность, т.е. мы можем раскладывать функцию данным способом только по одной координате (для разложения функции по двум координатам используются сферические функции). Чаще всего разложение функции производят по долготе, на определенной широте, определенном уровне и в определенный момент времени. Разложение в ряд для такой функции будет выглядеть следующим образом:

$$\widehat{f(n)} = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=0}^{N} a_n \cos(2\pi n(q-1)) + b_n \sin(\pi n(q-1))$$
(14)

$$a_n = \frac{2}{Q} \sum_{q=1}^{Q} f(q) \cos(\frac{2\pi * n * (q-1)}{(Q-1)})$$
(15)

$$b_n = \frac{2}{Q} \sum_{q=1}^{Q} f(q) \sin(\frac{2\pi * n * (q-1)}{(Q-1)})$$
(16)

Где Q – количество узлов по долготе, q – номер узла, Q – количество узлов, n – волновое число или номер гармоники, N – количество волновых чисел или количество гармоник.

Данная формула справедлива при условии, что нумерация узлов начинается с единицы. Знак ^ над функцией говорит о том, что ряд неполный, усеченный, т.е. число N конечно, что в свою очередь говорит, что данное разложение является аппроксимацией.

Запишем формулу в более удобном виде, когда под знаком суммы будет стоять только одна тригонометрическая функция

$$\widehat{f(n)} = \sum_{n=0}^{N} \mathcal{A}_n \sin(\pi n(q-1) + \theta_n)$$
(17)

Где, A_n – амплитуда гармоники n, θ_n – сдвиг фазы гармоники n, A_n и θ_n равны соответственно:

$$A_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2} \tag{18}$$

$$\theta_n = \operatorname{arctg} \frac{b_n}{a_n} \tag{19}$$

Ошибку аппроксимации можно при этом оценить при помощи средней квадратичной ошибки (σ):

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{Q} \sum_{q=1}^{Q} (f(q) - \widehat{f(n)})^2}$$
(20)

Последние пять формул будут использоваться в данной работе, при разложении полей метеорологических величин по долготе и их дальнейшем анализе [1].

1.3 Поток Элиассена-Пальма

С помощью так называемого, потока Элиассена-Пальма можно оценить волновую активность, а также проиллюстрировать потоки турбулентного тепла, импульса, и потенциального вихря на одной диаграмме, а также обозначить их относительные направления и пространственные связи. [10]

Теория Элиассена-Пальма базируется на теории о волноподобном возмущении среднего зонального ветра по горизонтали и вертикали. Поток Элиассена-Пальма выражается в векторной величине F, имеющей меридиональную и вертикальную координату. Для декартовой системы координат по горизонтали и изобарической системе координат по вертикали, и с учетом геострофического приближения формулы для потока будут выглядеть, следующим образом:

$$F = \left\{ F_{y}, F_{p} \right\} \tag{21}$$

$$F_{y} = -\overline{v'u'} \tag{22}$$

$$F_p = f \frac{\overline{v'\theta'}}{\frac{\partial\theta}{\partial p}}$$
(23)

где F_y и F_p – меридиональные и вертикальные составляющие потока соответственно, υ и и – меридиональные и зональные скорости ветра соответственно, штрих над символом означает отклонение величины, черта над символом означает среднее значение. Θ – потенциальная температура, f – параметр Кориолиса.

Частная производная потенциальной температуры по вертикали (в данном случае по давлению) характеризует частоту плавучести N, квадрат, которой равен:

$$N^2 = -\rho g^2 \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} \tag{24}$$

где *р* – плотность воздуха, g – ускорение свободного падения.

Важным аспектом в анализе волновой активности является не анализ самого потока Элиассена-Пальма, а его дивергенции VF, которая в данном случае равна:

$$divF = \nabla F = \frac{\partial F_y}{\partial y} + \frac{\partial F_p}{\partial p}$$
(25)

В сферической системе координат по горизонтали и декартовой по вертикали формулы потока при геострофическом приближении примут вид:

$$F = \left\{ F_{\varphi}, F_z \right\} \tag{26}$$

$$F_{\varphi} = -\overline{v'u'}a\cos\varphi \tag{27}$$

$$F_z = facos\varphi \,\frac{\overline{v'\theta'}}{\frac{\partial\theta}{\partial z}} \tag{28}$$

где а – радиус Земли, ф – широта.

1.4 Классификация атмосферных волн

По масштабу волны можно разделить на *мезомасштабные волны*, горизонтальные размеры которых находятся в диапазоне от нескольких километров до нескольких тысяч километров, и *глобальные* или *планетарные волны*, которые занимают слой атмосферы, простирающийся по всей площади атмосферы или вдоль всего широтного круга. Глобальные волны, в свою очередь, подразделяются на *собственные колебания атмосферы* и *волны, вынуждаемые постоянно действующим периодическим источником*.

К мезомасштабным волнам относятся акустические волны (AB), акустикогравитационные волны (AГВ), внутренние гравитационные волны или просто гравитационные волны (BГВ) и инерционно-гравитационные волны (ИГВ). Данные волны различаются по своей частоте и, следовательно, периоду.

Наиболее высокочастотные мезомасштабные волны - акустические волны их период во много раз меньше периоды Брента-Вайсяля, благодаря чему изменением действия силы плавучести можно пренебречь. Когда период волны становится соизмерим с периодом Брента-Вайсяля, сила плавучести начинает вносить особенности в структуру и распространение волны такая волна называется акустико-гравитационной. Действие силы плавучести приводит к тому, что в движении элементов волны появляется вертикальная т.е. поперечная распространению волны компонента, из чего АГВ нельзя называть исключительно продольной волной, в отличие от АВ

Если период волны больше чем период Брента-Вайсяля, то действием силы плавучести уже ни в коем случае нельзя пренебрегать, АГВ становятся внутренними гравитационными волнами или волнами плавучести. Слово «внутренние» говорит о том, что волна распространяется не только по горизонтали, но и по вертикали т.е. «внутри» объема воздуха.

При приближении периода волны к периоду вращения земли усиливается влияние вращения на распространение волны. Это влияние приводит к кривизне движение в горизонтальной плоскости и перемещение элементов волны по горизонтали имеет поперечную распространению волны составляющую. При периоде, когда вращением планеты пренебрегать нельзя ВГВ называют инерционно-гравитационными волнами (ИГВ).

К основным источникам мезомасштабных волн относятся:

- Потеря устойчивости различных типов движения в атмосфере вследствие возникновения больших градиентов скорости движения, например, за счет резких градиентов скорости ветра.
- 2. Геострофическая адаптация
- 3. Конвективная неустойчивость
- Возмущение воздушных потоков орографическими препятствиями (орографические волны)
- 5. Волны, бегущие по поверхности планеты (например, морские или сейсмические) создают в атмосфере волны того же периода.

В верхней атмосфере также существует эпизодический источник возникновения волн, обусловленный усилением солнечного излучения и вызывающий магнитные бури. Глобальные вынуждаемые волны по источникам возникновения подразделяются на приливы и волны, обусловленные неоднородностью свойств подстилающей поверхности Земли. Первые в свою очередь подразделяются на гравитационные приливы и солнечные тепловые приливы, возникающие вследствие того, что нагревается только полушарие, обращенное к Солнцу, из-за чего создаются перепады давления, которые перемещаются из-за вращения Земли вдоль параллели, создавая глобальную волну.

Волны, обусловленные неоднородностью свойств подстилающей поверхности Земли также, как и солнечные тепловые приливы обусловлены долготным возмущением притока тепла. Но в данном случае зависимость возмущение притока тепла от долготы связанно с неоднородностью поверхности. Данное возмущение приводит к перепадам давления и соответственно к возникновению глобальных волн вдоль широты (именно поэтому распределение метеовеличин часто раскладывают на гармоники по долготной координате). К данному типу относятся стационарные и экваториальные волны. Именно на изучении стационарных волн и их влиянии на общую циркуляции средней атмосферы будет сделан акцент в данной работе. [2]

Планетарные волны можно классифицировать по периоду и волновому числу.

Планетарные волны	Волновое число	Период
16-ти дневные волны	1	-360

Таблица 1. Характеристики различных планетарных волн. Знак минус в периоде говорит о западном распространение волны, а отсутствие о восточном.

10-ти дневные волны	1	-220
5-ти дневные волны	1	-156
4-ех дневные волны	2	-96
квази 2-ух дневные волны	3	-52.5
медленные волны Кельвина	1	336
быстрые волны Кельвина	1	168
ультрабыстрые волны Кельвина	1	90
15-ти дневные волны	1	360

Зная периоды и волновые числа различных типов планетарных волн, можно выделять эти типы из общей суперпозиции волн.

1.5 Стационарные планетарные волны

Причиной возникновения стационарных волн служит различие между свойствами поверхности суши и океана в усвоение и передаче энергии солнечного излучения, в большей степени это связанно с более высокой чем у поверхности земли теплоемкостью океана, но существуют также другие причины. Различие в усвоении энергии приводит к неравномерному нагреву и как следствие к неравномерному распределению давления - возникают волны сжатия и разрежения

Так как чередование суши и океана связанно в основном с движением вдоль параллели, нежели вдоль меридиана, зависимость возмущения притока тепла является долготной. Наиболее сильный контраст в распределении суши и океана вдоль характерен для северного полушария: вдоль параллели последовательно чередуются Евразия (или Африка), Тихий океан, Америка и Атлантический океан причем долготные интервалы Евразии и Тихого океана более чем в два раза больше чем интервалы Америки и Атлантики, из за чего при разложении возмущения притока тепла в ряд Фурье первая и вторая гармоника создают наибольший вклад (в практических целях, для анализа стационарных волн достаточно раскладывать ряд метеовеличин на три гармоники)

Наибольший контраст температур между океаном и сушей наблюдается в зимний период, поэтому в волновая активность наиболее сильно развита в зимний период. В зимний период стационарные волны у поверхности формируют Исландский и Алеутский циклоны и Канадский, и Сибирский антициклоны.

Данные волны распространяются со скоростью движения источника возмущения, а так как таким источником является поверхность планеты, то волны распространяются со скоростью вращения Земли, т.е. для наблюдателя, стоящего на поверхности этот процесс будет выглядеть как застывшее волнообразное возмущение, отсюда и появляется название «стационарные»

Любые волны в том числе стационарные при распространении вверх увеличиваются в амплитуде по экспоненциальному закону, данное явление физически объясняется экспоненциальным ростом с высотой волновых возмущений гидродинамических величин, которое в свою очередь является следствием постоянства вертикального потока волновой энергии. Однако данный

рост продолжается не до бесконечности, начиная с какой-либо высоты в силу вступают различные механизмы диссипации: молекулярное и турбулентное трение, лучистый теплообмен, разрушение волны за счет нелинейных процессов. В связи с этим амплитуда стационарных волн достигает максимума не на верхней границе атмосферы, а в её средних слоях, из-за чего влияние планетарных волны на общую циркуляцию велико именно в средней атмосфере. [2]

1.6 Гравитационные приливы

Гравитационные приливы в атмосфере возникают вследствие возмущения ускорения силы тяжести (g'), происходящего из-за влияния соседнего к планете



Рисунок 2. К объяснению возникновения возмущения силы тяжести, генерирующего гравитационный прилив.

массивного небесного тела. В случае Земли наибольший вклад в возмущение такого рода вносят Луна и Солнце.

Рассмотрим причину данного возмущения подробней. Сначала предположим, процесс происходит без вращения планету вокруг своей оси. Данный процесс изображён на рисунке 2. На сферическую планету, окруженную атмосферой, действует притяжение небесного тела массой М, находящегося в точке М экваториальной плоскости планеты на расстоянии R (=OM) от неё, причем R во много раз больше радиуса планеты а. Определим силу притяжения со стороны небесного тела в точках A, B, C, и D, взятых в атмосфере в экваториальной плоскости планеты. Все точки лежат на одинаковом расстоянии r, от центра планеты O, но точки A, C лежат на прямой OM, соединяющий центр планеты с небесным телом, а точки В и D находятся на прямой перпендикулярной ОМ. Исходя из закона всемирного тяготения, сила притяжения единичной массы небесным телом в точка А, С, О по абсолютной величине равны соответственно

$$f_A = \frac{GM}{(R-r)^2} \tag{29}$$

$$f_o = \frac{GM}{R^2} \tag{30}$$

$$f_c = \frac{GM}{(R+r)^2} \tag{31}$$

где G – гравитационная постоянная.

Поскольку R во много раз больше r, соответствующие силы в точках B и D $(f_B u f_D)$ практически равны силе f_O , и, следовательно, отклонения в данных точках равны нулю. Определим отклонение в точке A.

$$g'_{A} = f_{0} - f_{A} = \frac{GM}{R^{2}} - \frac{GM}{(R-r)^{2}} = \frac{GMR^{2} - 2GMRr + GMr^{2} - GMR^{2}}{R^{4} - 2R^{3}r + R^{2}r^{2}}$$
$$= -\frac{2GMr}{R^{3} - 2R^{2}r + Rr^{2}} + \frac{GMr^{2}}{R^{4} - 2R^{3}r + R^{2}r^{2}}$$
$$= -\frac{2GMr}{R^{3} - R(2Rr + r^{2})} + \frac{GMr^{2}}{R^{4} - 2R^{3}r + R^{2}r^{2}}$$

Вторым слагаемом в правой части можно пренебречь, так как порядок многочлена знаменателя во втором слагаемом на один больше порядка многочлена знаменателя в первом слагаемом и R>> r. Кроме того, исходя из тех же соображений, можно также пренебречь вторым слагаемом в знаменателе первого слагаемого. Таким образом получаем.

$$g'_A = f_0 - f_A = -\frac{2GMr}{R^3}$$
(32)

Аналогично, определим возмущение ускорения свободного падения в точке С.

$$g'_{c} = f_{c} - f_{o} = \frac{GM}{(R+r)^{2}} - \frac{GM}{R^{2}} = \frac{GMR^{2} - GMR^{2} - 2GMRr - GMr^{2}}{R^{4} + 2R^{3}r + R^{2}r^{2}}$$
$$= -\frac{2GMr}{R^{3} + 2R^{2}r + Rr^{2}} - \frac{GMr^{2}}{R^{4} - 2R^{3}r + R^{2}r^{2}}$$
$$= -\frac{2GMr}{R^{3} + R(2Rr + r^{2})} - \frac{GMr^{2}}{R^{4} + r + R^{2}r^{2}}$$

Используя рассуждения выше получаем, что

$$g'_c = f_c - f_0 = -\frac{2GMr}{R^3}$$
(33)

Откуда получаем, что возмущения в точках А и С приблизительно равны по абсолютной величине (если говорить, точно, то отклонение в точке А

немногим больше чем в точке C, что логично, ведь точка A расположена ближе к источнику возмущения). Таким образом вдоль прямых OM происходит одинаковое ослабление ускорения свободного падения g в точках атмосферы, равноудалённых от точки O, но находящихся от неё по разные стороны. В то же время g остается практически неизменным в точках атмосферы, находящихся на прямой BD. Из данного рассмотрения, во-первых, следует, что притяжение со стороны небесного тела создает в атмосфере планеты возмущенное поле силы тяжести, симметричное относительно оси OM, с уменьшением g по мере приближения к этой оси. Во-вторых, большая удалённость небесного тела обеспечивает симметрию поля силы тяжести относительно плоскости Σ, проходящей через центр O и перпендикулярной оси OM.

В покоящейся атмосфере сферической планеты поверхностное давление атмосферы, p_s , одинаково во всех точках поверхности. Согласно следствиям из уравнения гидростатики, масса атмосферы в столбе с единичной площадью m_{cs} , определяется соотношением $m_{cs} = p_s/g$. Вышеуказанные особенности поля g, обусловленные наличием удаленного небесного тела, проявляются в распределении m_{cs} по поверхности планеты: атмосфера «вытягивается» вдоль оси ОМ по обе стороны от плоскости Σ , и распределение массы атмосферы характеризуется теми же двумя типами симметрии, какие имеет поле g.

Теперь примем во внимание вращение планеты вокруг собственной оси. В атмосфере вращающейся планеты состояние покоя не может быть достигнуто: в ней возникают стационарные пространственные конфигурации поля давления и системы движений, которые стремятся достичь этого состояния. Следствием указанных выше особенностей поля g является жесткая привязка этих конфигураций к оси OM и тождественность их структур по обе стороны от плоскости Σ. Гравитационный прилив представляет собой периодические вариации давления и ветра, регистрируемые наблюдателем в системе координат,

сцепленной с планетой. Они возникают потому что наблюдатель в силу вращения планеты оказывается в разных точках стационарных полей давления и скорости движения, сцепленных с осью ОМ. Иными словами, гравитационный прилив обусловлен тем, что планета «прокручивается» в имеющих определенную долготную структуру стационарных полях возмущенных гидродинамических величин. Следствием одинаковых конфигураций полей гидродинамических величин по разные стороны плоскости Σ является зональное волновое число прилива m = 2 и период прилива, равный половине периода обращения планеты вокруг собственной оси относительно небесного тела т.е половине суток. Солнечные сутки длятся 24 часа, а лунные – 24 часа и 50 минут.

Для приливов любой физической природы их частоты могут быть кратны частотам соответствующих суток. Задающее эту кратность целое число т называется той гармоникой прилива. Рассматриваемы здесь прилив является второй гармоникой прилива.

Атмосферный лунный прилив с периодом 12 часов 25 минут слаб: наблюдаемые у экватора максимальные амплитуды, обусловленных приливом колебаний приземного давления, имеют порядок 0.1 гПа, а амплитуда скорости ветра, наблюдаемая в слое от 80 до 100 км, не превышает нескольких метров в секунду.

Гравитационное возмущение, создаваемое Солнцем слабее возмущения создаваемого Луной в 2.75 раз. Эффект 12-часового солнечного гравитационного прилива в атмосфере Земли пренебрежимо мал на фоне сильного солнечного теплового полусуточного прилива [2].

2. СРЕДНЯЯ АТМОСФЕРА, РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТЕОВЕЛИЧИН И ОСОБЕННОСТИ ЦИРКУЛЯЦИИ

2.1 Вертикальная структура атмосферы

За среднюю атмосферу в данной работе будем принимать два слоя атмосферы находящихся сверху и снизу от «середины» основной части атмосферы – стратосфера и мезосфера. Под основной частью в данном случае будем понимать атмосферу до уровня 0.01 гПа или высоты примерно 100 км, тогда по середине на высоте 50 км и на уровне 1гПа будет расположена стратопауза. Отсюда будем считать среднюю атмосферу как общее название слоев, расположенных по обе стороны от уровня стратопаузы.



Рисунок 3. Вертикальная структура атмосферы

За нижний слой принимается слой атмосферы, лежащий у поверхности и напрямую с ней контактирующий – тропосфера. В тропосфере расположен так называемый пограничный слой, уникальность которого заключается в наиболее тесном взаимодействии с земной поверхностью, он характеризуется относительно верхних слоев невысокими скоростями ветра и большими вертикальными градиентами метеовеличин, а также наличием сильных турбулентных потоков тепла, влаги и импульса. В области тропосферы сосредоточенно около 90% всей массы атмосферы



Рисунок 4. Распределение массы атмосферы по высоте

К верхним слоям атмосферы относятся термосфера и экзосфера, эти слои характеризуются крайне высокими температурами и скоростями частиц, которые являются следствием поглощения частицами солнечной энергии и низкой концентрации вещества, благодаря чему длина пробега частиц в этих слоях гораздо больше чем в нижележащих.

2.2 Распределение метеовеличин в стратосфере

Стратосфера - второй слой атмосферы Земли, характеризующийся сменой вертикального градиента температуры с отрицательного на положительное значение. Рост температуры с высотой в стратосфере связан с высоким содержанием в этом слое озона, газа, который поглощает ультрафиолетовое излучение и тем самым накапливает большое количество энергии, которое и увеличивает температуру воздуха в данном слое. Максимального значения температура в стратосфере достигает в районе стратопаузы на высоте около 50 км, и составляет примерно 273 К.

Переходный слой между тропосферой и стратосферой называется тропопауза. В тропопаузе происходит постепенная смена с неустойчивой тропосферной на устойчивую стратосферную стратификацию. А так как при устойчивой стратификации вертикальные движения затруднены, то часто тропопауза становится некой «крышкой», задерживающим слоем для тропосферного воздуха. Данный факт является причиной различия состава воздуха тропосферы и стратосферы. Так, например, содержание водяного в стратосфере в отличие от тропосферы, крайне мало, из-за чего воздух, поступающий из стратосферы в тропосферу сухой.

Высота тропопаузы в различных регионах планеты различна, при увеличении широты высота тропопаузы – растет, так, на экваторе высота тропопаузы около 15 км, в то время как на полюсах около 8 км. Более высокая тропопауза на экваторе объясняется мощным конвективными процессами в низких широтах. При этом из-за того, что тропопауза на экваторе выше чем на полюсе, стратосферный воздух над экватором будет холоднее чем на полюсах в

летнем полушарии, в зимнем полушарии, из-за того, что озон в высоких широтах, после наступления полярной ночи, перестает получать солнечную энергию, возникает холодный слой и в полушарии формируются два минимума температуры, над полюсом и над экватор, и максимум в умеренных широтах.

Холодный слой над зимним полюсом может сильно изменяться. Иногда в середине зимы, он и вовсе распадается, что приводит в данном регионе к повышению температуры на 70 градусов в течение одной недели. Данное явление носит название внезапное стратосферное потепление (ВСП).



Рисунок 5. Среднее положение высоты тропопаузы на разных широтах

Зональный ветер в стратосфере имеет более сложную структуру. Направление и скорость ветра в тропических широтах от 0° до 15° определяется квазидвухлетними колебаниями (КДК). Явление КДК заключается в смене направления ветра с западного на восточное и обратно, данная смена происходит раз в 26-30 месяцев и наблюдается на высотах выше 30 км. Наибольшая скорость восточных ветров – 30 м/с, а западных – 20 м/с.



Рисунок 6. Скорость среднего зонального потока на широте 45° с.ш за зимний период 2015 года

Как видно из рисунка 4 средний зональный ветер в умеренных широтах в стратосфере изменяется по направлению не только по высоте, но и в течение времени, однако можно заметить, что в течение зимы преобладают ветра восточного направления. В полярных широтах в зимнее полугодие вследствие прекращения притоков солнечной энергии и появления резкого широтного контраста температуры возникает циркумполярный вихрь с положительным вращением, что приводит к преобладанию западного ветра в течение зимы. Однако при усиление волновой активности происходит ослабление циркумполярного вихря и реверс направления ветра на восточное. Более подробно тема циркумполярного вихря будет описана в пункте 3.5

2.3 Распределение метеовеличин в мезосфере

Мезосфера - слой атмосферы, расположенный на высотах от 50 до 80 км, характеризуется понижением температуры с увеличением высоты. Средний вертикальный градиент температуры в мезосфере равен -0.35 °C/100 м. По сравнению с более низкими областями, концентрация озона и водяного пара в мезосфере незначительна, отсюда и более низкие температуры. Химический состав слоя довольно однороден. Давление в мезосфере очень низкое. Переходный слой между мезосферой и верхними слоями атмосферы называется мезопауза, как и все переходные слои характеризуется сменой знака вертикального градиента температуры. Температура на уровне мезопаузы достигает примерно 180 К на высоте 80 км. В мезопаузе наблюдаются самые низкие для атмосферы температуры



Рисунок 7. Климатологическая среднезональная температура января [4]

Как видно из рисунка 6. В нижней мезосфере температура в летнем полюсе больше чем в зимнем, и при этом не сильно отличается от температуры на экваторе. В средней мезосфере различия между полюсами небольшие

Если в стратопаузе зимний полюс холоднее чем летний, то в мезопаузе наоборот, летний полюс холоднее чем зимний. В средней мезосфере различия между полюсами небольшие

2.4 Квазидвухлетние колебания

Явление КДК было обнаружено в 1950-ых годах, однако причины его возникновения некоторое время оставались непонятными. Только в 1970-ых годах было выяснено, что периодическая смена направления ветра примерно раз в 28 месяцев (см. рис. 7) вызвана атмосферными волнами, которые возникают в нижних слоях тропической атмосферы, поднимаются до стратосферы и далее рассеиваются под действием радиационного охлаждения

КДК наблюдается в экваториальном регионе в широтах от 0 до 15 градусов северной и южной широты. Скорость восточных ветров в среднем 30 м/с, а западных около 20 м/с. КДК наблюдаются на уровнях от 100 до 2 гПа, с максимальной амплитудой – 10 гПа, явление КДК можно наблюдать в таких метеорологических полях температуры, геопотенциала и давления. Кроме того, эффект КДК проявляется в концентрации содержания озона. Амплитуда квазидвухлетних колебаний уменьшается по мере удаления от экватора

Хоть и явление КДК находится в тропических широтах, теория и практические исследования показывают, что КДК влияет на гораздо большую область атмосферы. Благодаря волновой природе явление КДК воздействует на внетропическую стратосферу, особенно это выражается в зимний период и особенно в северном полушарии, где амплитуды планетарных волн наиболее велики. Кроме того, КДК путем взаимодействия с полярным вихрем может также влиять и на тропосферу.



Рисунок 8. Временная зависимость зонального ветра от высоты на экваториальных станциях, отражающая явление КДК [3].

2.5 Циркумполярный вихрь

Арктический (стратосферный) полярный вихрь — это полоса сильных западных ветров, которая каждую зиму формируется в стратосфере на высоте от 16 до 48 км над Северным полюсом. Ветры заключают в себе большой бассейн чрезвычайно холодного воздуха. (Зимой в стратосфере Южного полушария существует еще более сильный полярный вихрь.) Чем сильнее ветры зимой, тем больше воздух внутри изолирован от более теплых широт и тем холоднее он становится с течением времени.

Тропосферный полярный вихрь обычно определяется контурами геопотенциала, лежащими в центре тропосферных западных ветров. Край тропосферного вихря обычно находится между 40 ° и 50 ° широты, и вихрь существует в течение всего года, но наиболее силен зимой, когда воздух внутри полярного вихря самый холодный.

Стратосферный полярный вихрь существует с осени до весны и обычно простирается от уровня, чуть выше тропопаузы до верхних слоев стратосферы. Стратосферный вихрь обычно увеличивается в размерах от нижней стратосферы к верхней стратосфере, где его край расположен около 50° широты. Летом стратосферный вихрь разрушается, и циркумполярный поток меняется на противоположный. Циркумполярные вихри также наблюдались на других планетах (например, на Марсе, Венере, Сатурне и Титане).

В устойчивом состоянии полярный вихрь остается ближе к Северному полюсу, сдерживаемый сильным полярным струйным потоком, который не дает холодному воздуху двигаться на континент вниз. Полярный струйный поток поддерживается двумя вещами: разницей температур между более теплыми средними широтами и полярным регионом, и вращением Земли. Когда разница

температур поперек струйного потока велика, она сохраняет устойчивость (стабильность) полярного вихря.



Рисунок 9. Устойчивый полярный вихрь

Но когда разница температур поперек струйного потока невелика, струйный поток имеет тенденцию быть слабее и более подвержен закручиванию и искривлению. Когда он становится неустойчивым, полярный вихрь может разорваться, иногда расширяясь на юг до Флориды.



Рисунок 10. Неустойчивый полярный вихрь

Полярный вихрь иногда выходит из строя, когда особенно сильные атмосферные волны в тропосфере прорываются вверх в стратосферу. Вихрь замедляется, может раскачиваться, соскальзывать с полюса, разделяться на несколько ядер или — в самых крайних случаях — временно менять направление течения. Независимо от его формы в момент ослабления, у этих нарушений есть одна общая черта: всплеск полярной стратосферной температуры, поэтому эти явления называют внезапными стратосферными потеплениями.

3. Модель средней и верхней атмосферы, структура и принцип работы

3.1 Описание модели

Модель средней и верхней атмосферы (МСВА) представляет собой трехмерную нелинейную модель общей циркуляции атмосферы от уровня 1000 гпа до высот ионосферного слоя F2 [3]. Данная модель основана и разработана на основе модели COMMA-LIM (Cologne Model of the Middle Atmosphere – Leipzig Institute for Meteorology). COMMA-LIM, в свою очередь является улучшенной версией модели COMMA, которая основана на модели ROSE. Основным разработчиком и идейным вдохновителем модели МСВА, является российский ученный, доктор физико-математических наук – Александр Иванович Погорельцев.

Для приближенного решения уравнений гидродинамики в МСВА используется метод сеток или конечно-разностный метод. Шаг сетки по широте - 5°, по долготе – 5.625°. Разрешение сетки представляет из себя минимальную длину волны которая может описываться на сетке, она равна двум шагам сетки. В нашем случае разрешение по долготе будет равно 11.25°, а по широте - 10°. В качестве вертикальной координаты используется log-изобарическая безразмерная высота (x)

$$x = -\ln(\frac{p}{1000}) \tag{34}$$

Где, р – давление в гПа.

Количество уровней по вертикали в различных задачах может использоваться разное, от 48 до 60. Расстояние между уровнями (Δx) фиксировано и равно примерно 0.4. Таким образом значение х на максимально высоком уровне равно 24, что соответствует геопотенциальной высоте 300-400 км.

Система уравнений гидродинамики представлена в сферических координатах и имеет вид [4]:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{u}{a\cos\varphi}\frac{\partial u}{\partial\lambda} - \frac{v}{a}\frac{\partial u}{\partial\varphi} - \dot{x}\frac{\partial u}{\partial x} + fv - \frac{1}{a\cos\varphi}\frac{\partial\Phi}{\partial\lambda} + F_{\lambda}$$
(35)

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{u}{a\cos\varphi}\frac{\partial v}{\partial\lambda} - \frac{v}{a}\frac{\partial v}{\partial\varphi} - \dot{x}\frac{\partial v}{\partial x} - fu - \frac{1}{a}\frac{\partial \Phi}{\partial\varphi} + F_{\varphi}$$
(36)

$$\frac{\partial \Phi}{\partial x} = RT \tag{37}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\mathrm{u}}{a\cos\varphi}\frac{\partial T}{\partial\lambda} - \frac{\mathrm{v}}{a}\frac{\partial T}{\partial\varphi} - \dot{x}\frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\mathrm{RT}}{\mathrm{c}_{p}}\dot{x} - \mathrm{C} + Q$$
(38)

$$\frac{1}{a\cos\varphi}\frac{\partial u}{\partial\lambda} + \frac{1}{a}\frac{\partial v}{\partial\varphi} + \frac{\partial(\dot{x})}{\partial x} = 0$$
(39)

Где, φ , λ , х – пространственные координаты – широта, долгота и logизобарическая безразмерная высота соответственно, t – координата времени, u, v – зональная и меридиональная скорости соответственно, \dot{x} – аналог вертикальной скорости, T – температура воздуха, Φ – геопотенциал, R – удельная газовая постоянная воздуха, a – радиус Земли, f – параметр Кориолиса, c_p – теплоемкость воздуха при постоянном давлении, F_{λ} и F_{φ} – ускорения создаваемые за счёт процессов под сеточного масштаба, C и Q – неадибатические источники и стоки тепла.

Как видно из формул, система уравнений, используемая в модели, является гидростатической и неадиабатической т.е. вместо третьего уравнения движения для вертикальной координаты используется уравнение гидростатики и условие адиабатичности отсутствует. Первые два уравнения являются уравнениями движения, третье уравнение – уравнение статики, четвертое уравнение – уравнение сохранения энергии и пятое уравнение – уравнение неразрывности.

При численном решение уравнений применяется процедура расщепления Марчука-Странга [7]. Исходная система уравнений расщепляется на две системы

более простых уравнений в соответствии с рассматриваемыми физическими процессами, адвекцией и диффузией. Для интегрирования по времени используется схема, предложенная Мацуно [8].

Для того, чтобы модель была способна воспроизводить глобальные резонансные свойства атмосферы в модели на нижней границе используется также прогностическое уравнение для возмущения геопотенциала. B предыдущих версиях (СОММА и СОММА-LIM) нижнее граничное условие для возмущения геопотенциала задавалось на основе экспериментальных данных или в виде функций Хафа для нормальных атмосферных мод, но с введением в модель суточных вариаций нагрева за счёт солнечного излучения, данная постановка граничной задачи стала некорректной. Тогда как использование прогностического уравнения для геопотенциала является более корректным.

3.2. Параметризации используемые в модели МСВА

Параметризация – это описание эффектов подсеточных процессов (т.е. процессов масштаб которых меньше чем два шага сетки) на крупномасштабные атмосферные процессы, через элементы и параметры атмосферы, которые рассчитываются при решении уравнений гидродинамики. Цель данного направления разработки модели заключается в нахождении связи основных структурных элементов атмосферы с такими величинами, которые отражают суммарный или результирующий эффект процессов мелкого масштаба на крупномасштабные атмосферные процессы [9].

Любая параметризация должна отвечать на два вопроса: что является триггером для возникновения процесса (т.е. при каком условии возникает процесс, который необходимо описать) и насколько велика интенсивность влияния этого процесса на метеорологическую величину.

Непосредственным результатом параметризации в модели МСВА является определение в уравнениях гидротермодинамики величин F_{λ} , F_{ϕ} , C и Q. Напомним, что F_{λ} , F_{ϕ} – ускорения, создаваемые за счет процессов подсеточного масштаба, к таким процессам относится, например, воздействие внутренних гравитационных волн на фоновое состояние атмосферы. С и Q – неадиабатические притоки (стоки) тепла возникающие под действием таких факторов как: солнечный нагрев, радиационное выхолаживание, нагрев за счет диссипации энергии турбулентности, дивергенция потоков тепла, создаваемых диссипирующими волнами)

Параметризация воздействия разрушения ВГВ, используемая в модели MCBA основывается на методе, который предполагает, что волна начинает разрушаться, как только изолинии потенциальной температуры становятся вертикальными, т.е. производная потенциальной температуры по высоте становится равной нулю, выполнение этого условия говорит о том, что слой атмосферы в данной области становится нейтральным или конвективнонеустойчивым, что приводит к развитию турбулентности. А предположении Линдзена, при развитии неустойчивости и турбулизации слоя волна становится «насыщенной», т.е. её амплитуда перестает расти с увеличением высоты, за счёт стратификации плотности.

Именно условие ∂θ/∂z=0 в данной параметризации является триггером для возникновения подсеточного процесса – в данном случае процесса разрушения ВГВ.

Из условия постоянства амплитуды волны выше уровня на, котором возникает триггерное условия, можно определить коэффициент турбулентного перемешивания k, который используется в уравнениях для средних величин. Кроме того, зная коэффициент турбулентного перемешивания можно рассчитать дивергенцию потока горизонтального импульса, переносимого внутренней гравитационной волной и оценить ускорения среднего потока, создаваемые диссипируещей (насыщенной) волной, данная оценка дает ответ на вопрос насколько велика интенсивность влияния процесса разрушения ВГВ на фоновое значение.

В МСВА подход Линдзена был модифицирован с учетом того факта, что в атмосфере с сильно изменяющимися по высоте профилями фонового ветра (например, при учете планетарных волн или атмосферных приливов) возможно существование нескольких слоёв, где выполняется условие конвективной неустойчивости, и что ВГВ могут распространяться вверх с увеличением амплитуды между этими слоями. Предлагаемая параметризация основана на приближенном аналитическом решении уравнения вертикальной структуры для ВГВ, которое применимо в случае атмосферы с плавно изменяющимися по высоте фоновыми параметрами.

Разрушение ВГВ также приводит к изменению температуры, что также описывается в модели.

Кроме того, в модели описывается нагрев атмосферы, связанный с диссипацией крупномасштабных атмосферных волны. Данный нагрев связан с тем, что крупномасштабные атмосферные волны при диссипации за счет вязкости, ионосферного торможения и релеевского трения поставляют механическую энергию, часть которой уносится уходящей радиацией или теряется на генерацию других волн, более мелкого масштаба, а оставшаяся часть превращается в тепловую энергию откуда и возникает нагрев.

Кроме выше описанных параметризаций в модели также присутствуют параметризации нагрева атмосферы за счет турбулентных и молекулярных процессов и параметризация лучистого теплообмена.

3.3 Этапы работы модели

Работа модели состоит из трех этапов, в каждый этап отличается от предыдущего большим количество операций и включением в расчет новых процессов.

Первый этап работы модели наиболее простой из трёх этап, он характеризуется отсутствием влияния планетарных волн, суточных вариаций солнечной энергии и собственных колебаний атмосферы при модельных расчётах. Вычисления на данной этапе проводятся с 0 по 120 модельный день, этот этап можно назвать «разгоном модели»

Во втором этапе работы модели вычисления проводятся со 120 по 300 день. На этом этапе инициируются планетарные волны, включаются суточные вариации приходящей солнечной энергии и собственные колебания атмосферы.

На третьем этапе вычисления проводятся с 300 по 400 модельный день. При этом расчеты с 300 по 330 день считаются как для первого марта, далее включается сезонное изменение Солнца и рассчитываются 330-400 модельные дни, что соответствует дням с 1 марта по 10 мая.

В отличие от данных метеорологических наблюдений и данных реанализа, одним из уникальных результатов, которые получает на выходе модель, являются данные о вертикальной составляющей скорости ветра, которые можно использовать для расчета важных величин характеризующих волновую активность, например, для расчета потока Элиассена—Пальма.

4. АНАЛИЗ ВОЛНОВОЙ АКТИВНОСТИ В ЗИМНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА MERRA2. ПОДГОТОВКА НАЧАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ.

4.1 Анализ волновой авктивности по данным реанализа MERRA2

Цель данной работы - с помощью модели МСВА проанализировать состояние зимней средней атмосферы за последние 11 лет, с 2013 по 2023 года, и определить интенсивность волновой активности и её влияние на общую циркуляцию средней атмосферы. Прежде чем производить запуск модели необходимо подготовить начальные поля, начальные условия. В качестве начальных условий в модели используются осредненные за некоторый период данные о температуре и геопотенциале на уровне 1000 гПа. В нашем случае период будет равен 11 годам.

Проанализируем поля метеорологических величин за зимний период с 2013 по 2023 года по данным реанализа MERRA и сделаем выводы о том чем характеризовалась состояние стратосферы за данный период и какое влияние оказывает волновая активность на общую циркуляцию в данном слое. Будем анализировать влияние волн на общую циркуляцию в полярных и приполярных широтах, как данный регион при низкой волновой активности так характеризуется циркуляции, постоянством которая определяется циркумполярным вихрем (см. п. 3.5).

Для того чтобы изучить волновую активность и ее влияние на общую циркуляцию атмосферы, будем анализировать поля не самих метеорологических величин, а поля амплитуды первой гармоники. Лучше всего волны можно наблюдать в поле геопотенциала. Разложим поле геопотенциала на широте 62.5 с.ш по долготе и проанализируем амплитуду первой планетарной волны (ПВ1).



Рисунок 11. Максимальные средние значения амплитуды ПВ1(м) в поле геопотенциала на широте 62.5 за зимний период с 2013 по 2023 года и высоты на которых они расположены.

На рисунке 11 изображены максимальные средние значения амплитуды ПВ1 в поле геопотенциала на широте 62.5 за зимний период с 2013 по 2023 года и высоты на которых они расположены, период осреднения выбран от 1 ноября до 31 апреля каждого года. Из рисунка 11 видно, что значения максимальной средней амплитуды колеблются от 800 до 1200 м, при этом максимумы находятся в верхней стратосфере и на уровне стратопаузы. Наибольшая максимальная амплитуда наблюдалась в 2013 и 2020 годах. Очевидной связи между величиной амплитуды и высотой наблюдается. Далее будем анализировать не сами значения амплитуды, а ее отклонения от среднего.



Рисунок 12. Поля отклонений амплитуды ПВ1 (м) в поле геопотенциала на широте 62.5 с.ш за зимний период с 2013 по 2023 года.

Из рисунка 12, видно, что в некоторых случаях наибольшие положительные значения отклонений амплитуды превышают максимальные средние значения в два и более раз, что говорит о том, что волновая активность в выбранные годы характеризовалась сильной неустойчивостью. Наибольшие значения отклонений наблюдались в 2013, 2015 и 2019 годах. Сильная изменчивость, прослеживается в 2019, 2020 и 2021 годах, наименьшая в 2017, 2022 и 2023 годах. Исходя из анализа отклонений можно разделить выбранные года на три типа режима.

Первый тип характеризуется одним усилением волны в течение всего зимнего периода, которое чаще всего превышает среднее значение в два или более раз. Из 10 рассмотренных лет к данном типу относится лишь 2013 год.

Во втором типе наблюдаются два усиления амплитуды, которые идут близко друг к другу. К такому типу относятся зимы 2014,2015, 2019, 2020 и 2021 гг.

В третьем типе временная изменчивость амплитуды в течение всей зимы характеризуется нерегулярным волновым характером – усиления волн сменяются ослаблениями. К данному типу относятся 2016, 2017, 2018, 2022 и 2023 гг.

Отдельно рассмотрим влияние волновой активности на общую циркуляцию атмосферы на примере 2015 года.



Рисунок 13. Поле отклонений амплитуды ПВ1 (м) в поле геопотенциала (верхний график) и поле среднего зонального ветра (м/с) (нижний график) на широте 62.5. с.ш за зимний период 2015-го года

На рисунке 13 изображено Поле отклонений амплитуды ПВ1 (м) в поле геопотенциала (верхний график) и поле среднего зонального ветра (м) (нижний график) на широте 62.5. с.ш за зимний период 2015 года, коричневой и черной вертикальными линиями обозначены моменты наступления максимумов скорости ветра и отклонений амплитуды соответственно. Из графика видно, что спустя короткий период, примерно 1-2 дня, после усиления скорости ветра, амплитуда волны начинает резко усиливаться. Это подтверждает тот факт, что

для распространения стационарных волн наилучшим условием является сильный зональный западный ветер. Но в тоже время усиление волны приводит к замедлению западного потока или даже его смене на восточное направление, что в свою очередь способствует ослаблению волновой активности, что также можно увидеть на графиках. Отсюда можно сделать вывод что сильная волновая активность приводит к ослаблению циркумполярного вихря. Но если происходит ослабление циркумполярного вихря, то в полярные широты возможно проникновение теплого воздуха из умеренных широт, и тогда должно происходить резкое повышение температуры воздух в полярных широтах.



Рисунок 14. Поле средней зональной температуры (К) на широте 87.5 с.ш

Данный эффект можно увидеть на рисунке 14.

Сравнивая рисунок 14 и рисунок 13 можно увидеть, что в момент в период реверса направления ветра на широте близкой к полярному полюсу происходит резкое потепление, увеличение температуры на 40 градусов за одну неделю, особенно резко потепление просматривается на высоте 40 км. Данное потепление попадает под определение внезапного стратосферного потепления (ВСП). ВСП — это сильное и внезапное повышение температуры «взрывного характера» в полярной и субполярной стратосфере зимой, иногда на 50° и более в течение нескольких (порядка десяти) суток. При этом меняется знак меридионального градиента температуры над полушарием, формируется стратосферный антициклон, и общий перенос воздуха меняется с западного на восточный.

Бывают случаи, когда сильный западный поток не является благоприятными условиями для распространения волн по вертикали. Примером такой ситуации может послужить середина – конец декабря 2017-го года (см рис. 15)



Рисунок 15 Поле отклонений амплитуды ПВ1 (м) в поле геопотенциала (верхний график) и поле среднего зонального ветра (м/с) (нижний график) на широте 62.5. с.ш за зимний период 2017-го года

Из рисунка 15 видно, что в период спустя неделю после максимума скорости ветра, который равнялся 100 м/с увеличения амплитуды не происходило, как и резкого ослабления западного потока. Это говорит о том, что существует предел, критическое значение скорости западного потока при котором условия для распространения волн вверх являются благоприятными.

4.2 Начальные условия для запуска модели.

Одна из основных проблем модели МСВА является то что, при запуске в качестве начальных условий необходимо использовать сильно сглаженные поля, поэтому необходимо использовать осреднение данных по времени реанализа за большой период, в нашем случае этот период будет составлять 10 лет. Если вводить, в качестве начальных условий, данные реанализа без сглаживания, модель не сможет их обработать и выдаст ошибку и результаты далёкие от реальности.

В качестве начальных полей в модели принимаются среднее поле температуры конкретного месяца на уровне 1000 гПа и среднее поле геопотенциала того же месяца на уровне 1000 гПа. Каждый файл начальных условий содержит 36 точек по широте, 64 точек по долготе, и одну точку по времени и по высоте, то есть поле двумерно. Осреднение полей происходит следующим образом: в начале рассчитывается среднее широтно-долготное поле метеовеличин (температуры или геопотенциала) за один месяц в конкретный год, далее такая же операция производится для остальных девяти лет, и затем от полученных средних полей каждого года находится общее среднее поле метеовеличин выбранного периода (десятилетия) за конкретный месяц.

Начало модельного расчёта, то есть первый модельный день начинается в период в последний день выбранного месяца, окончательными данными которые выдает модель считаются 100 последних расчетных дней с 300 по 400 модельные дни. Так как нас интересует волновая активность в зимний период, начальные условия будем рассчитывать за январь месяц, тогда 300 расчётный день выпадет на начало декабря.

В результате подготовки начальных условий были полученны средние за 10 лет с 2014 по 2023 года поля январской температуры и геопотенциала на уровне 1000 гПа.



Рисунок 16. Среднее за 10 лет поле геопотенциала в январе на уровне 1000 гПа

Рисунок 17. Среднее за 10 лет поле январской температуры на уровне 1000 гПа



Рисунка 16 видно, что в среднем поле геопотенциала отображены зимние центры действия атмосферы: Канадский максимум, Алеутский минимум, Сибирский антициклон, Азорский антициклон и Исландский минимум. Из рисунка 17 видно, что среднее поле температуры корректно отображено, широтный градиент температуры направлен от полюса к экватору.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ МОДЕЛИ МСВА И ИХ АНАЛИЗ





Рисунок 18. Поля метеовеличин полученных с помощью модели МСВА

В результате моделирования были полученны следующие поля метеовеличин:

На рисунке 18 на первом графике изображена амплитуда первой планетарной волны в поле геопотенциала на широте 62.5 с.ш., на втором графике изображён скорость среднего зонального потока на широте 62.5 с.ш., на третьем графике показаны отклонения температуры от среднего значения.

Из рисунка 18 видно, что в середине февраля наблюдается картина аналогичная той что была описанна выше для 2015 года. Спустя небольшое время

после наступления максимума скорости западного потока, происходит увеличение амплитуды, что приводит к сильному ослаблению западного потока, далее из третьего графика видим что после усиления волновой активности происходит резкое повышение температуры в зоне полюса. Эта ситуация подтвержадет тот факт, что сильный западный поток являеться благоприятными условиями для распространения волны по вертикали.

Однако в работе модели можно увидеть ошибку работы модели, в 20-ых числах января в период высоких значений скорости среднезонального потока происходит просматривается продолжительное положительное отклонение температуры, говорящее о потепление, данная ситуация противоречит теоретическим знаниям. Сильный западный поток говорит о высокой интенсивности циркумполярного вихря, и проникновение более теплых воздушных масс умеренных широт в область полюса невозможно поэтому данная ситуация, является явной ошибкой, полученной в ходе моделирования.

Проанализируем подробнее волновую активность используя характеристику потока Элиассена-Пальма (см. пункт 2.3). Для этого построим поля широтной и вертикальной компоненты и поле дивергениции потока Элиассена-Пальма.

В качестве периода осреднения возьмем два 11 дневных периода, первый с 1 по 11 января когда была слабая амплитуда ПВ1, и второй с 27 января по 6 февраля когда модель отражала высокую амплитуду.



Рисунок 19. Широтная компонента потока Элиассена-Пальма, Дж/кг



Рисунок 20. Вертикальная компонента потока Элиассена-Пальма



Рисунок 21. Дивергенция потока Элиассена-Пальма

По широтной компоненте в период усиления волны видно, смещение отрицательного максимума ближе к южным широтам. Отрицательные значения широтного потока говорят о переносе волной импульса в северную сторону

По вертикальной компоненте видно увеличение положительных значений на полярных и приполярных широтах, что говорит о переносе волной тепла в сторону севера

По полю дивергенции потока ЕП видно, резкое усиление стоков и источников волновой энергии в полярных и приполярных широтах

Из всего этого можно сделать вывод, что исходя из результатов моделирование в сторону полюса, в результате усиления волновой активности,

происходит перенос импульса и тепла, а также усиление интенсивности стоков и источников волновой энергии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Влияние волновой активность на общую циркуляцию атмосферы в зимний период заключается в ослабление циркумполярного вихря, что приводит к уменьшению скорости консервативного западного потока и в дальнейшем к смене направления ветра на восточное. Кроме того с усиление волновой активности приводит к резкому потеплению в полярных широтах на уровнях стратосферы, в зимний период. При этом описанные явления происходят с некоторой задержкой после усиления волновой активности.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беликова Г.И. Ряды и их приложения: учебное пособие /Г.И. Беликова, Е.А. Бровкина. – Санкт-Петербург: Изд-во РГГМУ, 2023. – 88 с.

 Швед Г.М. Введение в гидродинамику атмосферы / Санкт-Петербург: Издательство Санкт-Петербургского государственного университета, 2020 – 396 с.

3. Mohanakumar K. Stratosphere troposphere interactions: an introduction. – Springer Science & Business Media, 2008.

4. Randel WJ, Udelhofen P, Fleming E, Geller MA, Gelman M, Hamilton K, Karoly D, Ortland D, Pawson S, Swinbank R, Wu F, Baldwin M, Chanin ML, Keckhut P, Labitzke K, Remsberg E, Simmons A,Wu D (2004) The SPARC Intercomparison of Middle Atmosphere Climatologies. J Climate, 17: 986–1003

 Погорельцев А. И. Генерация нормальных атмосферных мод стратосферными васцилляциями. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2007, т. 43, № 4, с. 463—475

6. Frohlich K., Pogoreltsev A., COMMA – LIM Cologne Model of the Middle Atmosphere Leipzig Institute for Meteorology Description.

7. Марчук Г. И. Численные методы в прогнозе погоды. – Гидрометеорологическое изд-во, 1967.

8. Matsuno T. Numerical integrations of the primitive equations by a simulated backward difference method //Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II. – 1966. – T. 44. – No. 1. – C. 76-84..

9. Белов П. Н., Борисенков Е. П., Панин Б. Д. Численные методы прогноза погоды: Учебное пособие. – Гидрометеоиздат, 1989.

10. Edmon Jr H. J., Hoskins B. J., McIntyre M. E. Eliassen-Palm cross sections for the troposphere //Journal of Atmospheric Sciences. – 1980. – T. 37. – №. 12. – C. 2600-2616.