

1. ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРНОЙ ЭНЕРГЕТИКИ

1.1. Исследование энергетики циклонов умеренных широт*

Циклоны умеренных широт (ЦУШ) являются важнейшими элементами общей циркуляции атмосферы (ОЦА). Исследование процессов зарождения и развития ЦУШ ведется в различных направлениях, среди которых одним из наиболее важных является изучение их энергетики. Плодотворность энергетического подхода определяется тем, что он обеспечивает единую шкалу при оценке вклада различных атмосферных процессов в развитие циклонов и таким образом позволяет описать физические механизмы этого развития. Возможность реализации последнего определяется тем, что виды энергии, подверженные преобразованию, характеризуют специфику этих процессов и соответствующий анализ позволяет в простой и обозримой форме отразить их существенные особенности [2]. Кроме того, наличие значительных запасов определенного вида энергии в атмосфере может использоваться как прогностический критерий процесса [3, 15].

Характеристика современного состояния энергетических и диагностических исследований ЦУШ представлена в обзорах [1, 8, 10, 16]. В данной работе, выполненной в рамках второго направления, предложена методика расчета параметров энергетики циклонов умеренных широт, а также обсуждаются некоторые результаты этих расчетов на примере двух циклонических образований различной интенсивности, наблюдавшихся 5—8 декабря 1986 г. и 9—12 апреля 1987 г. над Евразией.

Первый из исследуемых циклонов сформировался в южной части бассейна Норвежского моря 5 декабря 1986 г. Затем циклон перемещался на Швецию (Стокгольм) и Финляндию (Хельсинки) со скоростью около 70 км/ч. В верхней тропосфере вдоль северной периферии циклона проходило струйное течение, скорость ветра в котором достигала 91 м/с. Своего максимального развития циклон достиг 6 декабря в 12 ч, находясь в районе Ленинграда: давление в его центре составило 977,1 гПа. При этом циклон представлял собой вихрь диаметром около 2000 км с начинающимся процессом окклюдирования в первой системе фронтов. В дальнейшем, перемещаясь на востоко-юго-восток, циклон начал заполняться и 7 декабря в 12 ч, располагаясь в районе Казани, где произошло окклюдирование второй системы фронтов, значительно замедлил скорость перемещения, а потом оставался малоподвижным, прекратив свое существование над югом Урала.

Второй циклон развивался на волне холодного фронта 9 апреля 1987 г. в районе Москвы также справа от оси струйного течения, максимальная скорость ветра в котором достигала 54 м/с. Затем со скоростью 45 км/ч циклон перемещался на Урал (Свердловск) и север Западной Сибири (Ханты-

* См. Метеорология и гидрология. 1994. № 5.

Мансийск), где 11 апреля в 12 ч достиг своего максимального развития, а 13 апреля вошел в систему более глубокого блокирующего циклона. Минимальное за время существования циклона давление в его центре составило 1000,1 гПа . Таким образом, рассматриваемые барические образования имели разную интенсивность и энергетические преобразования в них осуществлялись с различной скоростью.

В качестве исходных данных использовались результаты сетевого температурно-ветрового зондирования за 0 и 12 ч гринвичского времени, записанные на магнитных лентах во ВНИИГМИ-МЦД (г. Обнинск) и САРВЦ (г. Ташкент), а также синоптические карты.

Наиболее важными для атмосферных процессов синоптического масштаба являются следующие виды энергии: 1) кинетическая энергия горизонтальных движений $K = (u^2 + v^2)/2$; 2) потенциальная энергия $\Phi = gz$; 3) внутренняя энергия $I = c_v T$; 4) энергия скрытой теплоты фазовых переходов воды $E_c = WL$, где W — влагосодержание атмосферы. В представленных выражениях все виды энергии отнесены к единице массы. Уравнениями, описывающими балансы энергий в квазистатическом приближении (для единицы массы), являются

$$\underbrace{\int \frac{\partial K}{\partial t}}_{K_1} = \underbrace{\int - \left(\frac{\partial Ku}{\partial x} + \frac{\partial Kv}{\partial y} \right)}_{K_2} + \underbrace{\int - \frac{\partial K\tau}{\partial p}}_{K_3} + \underbrace{\int - \left(u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right)}_{K_4} + \underbrace{\Delta_1}_{K_5}, \quad (1)$$

$$\underbrace{\int \frac{\partial \Phi}{\partial t}}_{\Phi_1} = \underbrace{\int - \left(\frac{\partial \Phi u}{\partial x} + \frac{\partial \Phi v}{\partial y} \right)}_{\Phi_2} + \underbrace{\int - \frac{\partial \Phi \tau}{\partial p}}_{\Phi_3} + \underbrace{\int - \tau \alpha}_{\Phi_4} + \underbrace{\Delta_2}_{\Phi_5}, \quad (2)$$

$$\underbrace{\int \frac{\partial I}{\partial t}}_{I_1} = \underbrace{\int - \left(\frac{\partial Iu}{\partial x} + \frac{\partial Iv}{\partial y} \right)}_{I_2} + \underbrace{\int - \frac{\partial I\tau}{\partial p}}_{I_3} + \underbrace{\int \left(u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right)}_{I_4} + \underbrace{\int \tau \alpha}_{I_5} + \underbrace{\int - \Delta_4 \cdot L \cdot 10^{-3}}_{I_6} + \underbrace{\Delta_3}_{I_7}, \quad (3)$$

$$\underbrace{\int \frac{\partial Q}{\partial t}}_{Q_1} = \underbrace{\int - \left(\frac{\partial Qu}{\partial x} + \frac{\partial Qv}{\partial y} \right)}_{Q_2} + \underbrace{\int - \frac{\partial Q\tau}{\partial p}}_{Q_3} + \underbrace{\Delta_4}_{Q_4}, \quad (4)$$

где

$$\int = \frac{1}{gS} \iiint dxdydp;$$

S — площадь основания столба атмосферы, для которого рассчитывается баланс энергии, m^2 ; $g = 9,8 \text{ м/с}^2$ — ускорение свободного падения; p — давление, гПа ; u, v — горизонтальные составляющие скорости ветра, м/с ; τ — вертикальная скорость в изобарической системе координат, гПа/с ; $\alpha = 1/\rho$, ρ

— плотность воздуха, $\text{кг}/\text{м}^3$; Q — массовая доля водяного пара, $\text{г}/\text{кг}$; L — скрытая теплота парообразования, $\text{Дж}/\text{кг}$.

Согласно уравнениям (1)—(4) локальные изменения исследуемых характеристик (K_1, Φ_1, I_1, Q_1) формируются благодаря дивергенции горизонтального (K_2, Φ_2, I_2, Q_2) и вертикального (K_3, Φ_3, I_3, Q_3) потоков, генерации кинетической энергии ($K_4 = -I_4$), взаимному превращению потенциальной и внутренней энергии в кинетическую энергию вертикальных движений ($\Phi_4 = -I_5$) и энергии фазовых переходов воды (I_6). Остаточные слагаемые (K_5, Φ_5, I_7, Q_4) имеют следующее содержание:

$$\Delta_1 = \Delta_1^I + \Delta_1^{II} + \Delta_1^{III} + \Delta_1^{IV}, \quad (5)$$

$$\Delta_2 = \Delta_2^I + \Delta_2^{II}, \quad (6)$$

$$\Delta_3 = \Delta_3^I + \Delta_3^{II} + \Delta_3^{III} - \Delta_1^{IV} + \Delta_3^{IV}, \quad (7)$$

$$\Delta_4 = \Delta_4^I + \Delta_4^{II} + \Delta_4^{III} + \Delta_4^{IV}. \quad (8)$$

В уравнениях (5)—(8) первые члены справа представляют собой эффекты погрешностей исходной аэрологической информации и расчетов на ЭВМ; вторые члены — подсчетные эффекты; третьи слагаемые в (5), (7) и (8) — притоки соответствующих видов энергии и водяного пара, обусловленные турбулентным обменом; четвертые слагаемые в (5) и (7) — взаимные превращения кинетической и внутренней энергии в процессе турбулентного перемешивания; пятое слагаемое в (7) — приток внутренней энергии, обусловленный радиационными процессами и взаимодействием рассматриваемой массы с окружающей средой посредством изменяющегося внешнего давления.

$$\Delta_4^{IV} = -\frac{\partial(Q_k - Q_n)}{\partial t},$$

где Q_k — конденсация водяного пара, Q_n — испарение частиц облаков и осадков. Если $\Delta_4^{IV} < 0$, то количество сконденсировавшейся парообразной влаги преобладает над испарившейся, при $\Delta_4^{IV} > 0$, наоборот, испарение преобладает над конденсацией. Таким образом, величина Δ_4^{IV} представляет собой суммарный эффект процессов конденсации водяного пара и испарения облачных частиц и частиц осадков в рассматриваемом объеме.

Расчет производных в уравнениях (1)—(4) осуществлялся по нерегулярной сетке с использованием следующих формул [9]:

$$\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)_0 = \frac{1}{D} \left(a \sum_{i=1}^n y_i^2 - b \sum_{i=1}^n x_i y_i \right), \quad (9)$$

$$\left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)_0 = \frac{1}{D} \left(b \sum_{i=1}^n x_i^2 - a \sum_{i=1}^n x_i y_i \right), \quad (10)$$

где

$$D = \sum_{i=1}^n x_i^2 \sum_{i=1}^n y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i y_i \right)^2, \quad (11)$$

$$a = \sum_{i=1}^n x_i \Delta f_i, \quad b = \sum_{i=1}^n y_i \Delta f_i, \quad (12)$$

$$\Delta f_i = f_i - f_0, \quad (13)$$

f_i — значения функции в i -х точках; f_0 — значения функции в точке, где производится вычисление производных; x_i, y_i — геометрические координаты, которые определяются из выражений

$$x_i = \frac{\left[\alpha \left(\frac{1 - \operatorname{tg}(\varphi_i / 2)}{1 + \operatorname{tg}(\varphi_i / 2)} \sin(\lambda_i - \lambda_0) \right) \right]}{m}, \quad (14)$$

$$y_i = \frac{\left[\alpha \left(\frac{1 - \operatorname{tg}(\varphi_0 / 2)}{1 + \operatorname{tg}(\varphi_0 / 2)} - \frac{1 - \operatorname{tg}(\varphi_i / 2)}{1 + \operatorname{tg}(\varphi_i / 2)} \cos(\lambda_i - \lambda_0) \right) \right]}{m}, \quad (15)$$

Здесь $\alpha = 1,866R$ (для карт с главным масштабом на $\varphi = 60^\circ$), $R = 6370$ км — радиус Земли; $m = 1,866 / (1 + \sin\varphi)$ — масштабный множитель; φ, λ — координаты станции.

При проведении подобных (не прогностических) исследований применение нерегулярных сеток позволяет избежать ошибок двухмерной интерполяции в узлы регулярной сетки и тем самым использовать исходную информацию с меньшими искажениями. С помощью приведенных формул удастся описать процессы с горизонтальным масштабом $l \geq 4 \cdot r$, где l — длина волны соответствующих колебаний; r — среднее квадратическое расстояние между f_0 и f_i ;

$$r = \sqrt{\left(\sum_{i=1}^n x_i^2 + \sum_{i=1}^n y_i^2 \right) / n}. \quad (16)$$

Все элементы уравнений (1)—(4) рассчитывались в каждой точке (станции), находящейся в области циклона. Таким образом, в этих точках происходит многократное наложение расчетных сеток, в результате чего исключаются локальные вариации и более полно выделяются крупномасштабные особенности в распределении составляющих баланса различных видов энергии. Величины $\Delta_1, \Delta_2, \Delta_3$ и Δ_4 получаются как остаточные на основе баланса уравнений (1)—(4). Все элементы (1)—(4) рассчитываются для слоев равной массы толщиной $\Delta p = 50$ гПа в столбе атмосферы от поверхности Земли и до $p = 200$ гПа и отнесены к единице площади. Предварительно на поверхностях, кратных 50 гПа, проводилось восстановление данных температурно-ветрового зондирования сплайн-интерполяцией [5, 7]. Вертикальные движения рассчитывались из уравнения неразрывности по методике, изложенной в [6].

Поскольку правильность выводов, полученных при анализе результатов расчетов по уравнениям (1)—(4), находится в прямой зависимости от качества анализируемых, данных, то контроль качества оказывается необходимым этапом любых исследований и должен предшествовать анализу. Для выяснения величины и характера зависимости составляющих баланса уравнений (1)—(4) от ошибок в исходной информации и сплайн-интерполяции были проведены численные эксперименты, методика которых состояла в следующем. По данным радиозондовых наблюдений о геопотенциале, скорости и направлении ветра, температуре воздуха и температуре точки росы рассчитывались величины Δ_1 , Δ_2 , Δ_3 , Δ_4 , погрешности которых наибольшие, поскольку содержат в себе погрешности остальных элементов баланса. Полученные значения Δ_1 , Δ_2 , Δ_3 , Δ_4 принимались в качестве эталонных. Далее на исходные данные накладывались погрешности измерений и интерполяции. В первом случае величины остаточных слагаемых вычислялись при максимальной ошибке Δ_{\max} , которую, согласно выражению (13), можно получить, если на окружающих станциях к исходной информации погрешность измерений и интерполяции прибавить, а на центральной станции вычесть. Во втором случае ошибка получалась минимальной, когда на окружающих станциях погрешность измерений и интерполяции вычиталась из исходных данных, а на центральной станции прибавлялась. Для всех остальных комбинаций с наложением погрешностей на исходные данные ошибки остаточных слагаемых в уравнениях баланса (1)—(4) будут принимать промежуточные значения между Δ_{\max} и Δ_{\min} .

Погрешности исходной информации и интерполяции изменялись в зависимости от высоты в соответствии с результатами работ [4, 5] в следующих пределах: δH от 5 до 50 *гп. м*, для температуры и точки росы от 1 до 2°C, для скорости ветра от 1 до 3 *м/с*, а для направления ветра на всех высотах принималась равной 10°. Объем выборки для каждого вида энергии составил 360 зондирований. Значения средней относительной погрешности величин Δ_1 , Δ_2 , Δ_3 , Δ_4 , обобщенные для слоев толщиной 200 *гПа*, приведены в таблице, где p_3 — приземное давление. Приведенные данные свидетельствуют о том, что величины погрешностей позволяют получить удовлетворительные оценки точности расчета элементов баланса всех видов энергии. Причем влияние различного рода ошибок на результаты этих расчетов на 5—10% меньше тех, что получены в работах [12, 14, 17], потому что, как уже отмечалось выше, формулы (9)—(13), используемые для расчета производных в уравнениях (1)—(4), свободны от погрешности, обусловленной двухмерной интерполяцией. Из проведенных численных экспериментов следует, что величины Δ_1^I , Δ_2^I , Δ_3^I и Δ_4^I можно считать малыми. Считая также малыми Δ_1^{II} , Δ_2^{II} , Δ_3^{II} , Δ_4^{II} , Δ_1^{III} , Δ_3^{III} , Δ_4^{III} (во всяком случае при рассмотрении подобных уравнений для решения прогностических задач эти слагаемые часто отбрасывают как незначительные, а их параметризация представляет собой самостоятель-

ное исследование) будем в дальнейшем отождествлять Δ_1 с Δ_1^{IV} , Δ_3 с $-\Delta_1^{IV}$ и Δ_3^{IV} , Δ_4 с Δ_4^{IV} , и только Δ_2 будем по-прежнему связывать с суммарным влиянием Δ_2^I и Δ_2^H .

Значения средних отклонений (%) Δ_{\max} и Δ_{\min} от эталона Δ

Слой, zPa	Виды энергии			Водяной пар
	кинетическая	потенциальная	внутренняя	
400—200	15	6	9	10
600—400	15	7	9	12
800—600	15	7	9	11
p_3 —800	11	7	6	10

Исследования показали, что циклонические образования обладают значительными запасами энергии: кинетическая энергия в столбе атмосферы p_3 —200 zPa в декабрьском циклоне в среднем составляет $2,53 \cdot 10^6$ Дж/м², в апрельском — $1,21 \cdot 10^6$ Дж/м², потенциальная энергия соответственно $3,53 \cdot 10^8$ Дж/м² и $3,62 \cdot 10^8$ Дж/м², внутренняя — $1,46 \cdot 10^9$ и $1,47 \cdot 10^9$ Дж/м², энергия скрытой теплоты фазовых переходов воды $2,36 \cdot 10^7$ и $2,62 \cdot 10^7$ Дж/мг. Запасы K в декабрьском циклоне составляют 0,14% лабильной энергии, в апрельском — 0,07%. В зависимости от стадии развития барического образования это отношение изменяется в декабрьском циклоне от 0,07 до 0,24%, в апрельском от 0,01 до 0,11%, что в 2—4 раза выше средних оценок в целом по атмосфере (около 0,06%) [11] и сопоставимо с результатами, полученными для циклонов умеренных широт другими авторами [8, 13].

Расчеты показали, что по значимости баланс кинетической энергии определяется:

1. Генерацией кинетической энергии K_4 за счет работы силы барического градиента, преобразующего потенциальную энергию в кинетическую (внутренний источник).

2. Диссипацией кинетической энергии в тепло K_5 — взаимные превращения кинетической и внутренней энергии в процессе турбулентного перемешивания (внешний источник).

3. Притоками (стоками) энергии K_2 через боковые границы столба атмосферы (внешний источник).

4. Притоками (стоками) энергии K_3 через верхнюю границу столба атмосферы (внешний источник).

Баланс потенциальной энергии определяется:

1. Притоками (стоками) энергии Φ_2 через боковые границы столба атмосферы.

2. Притоками (стоками) энергии Φ_3 через верхнюю границу столба атмосферы.

3. Взаимным преобразованием потенциальной и внутренней энергии Φ_4 (внутренний источник).

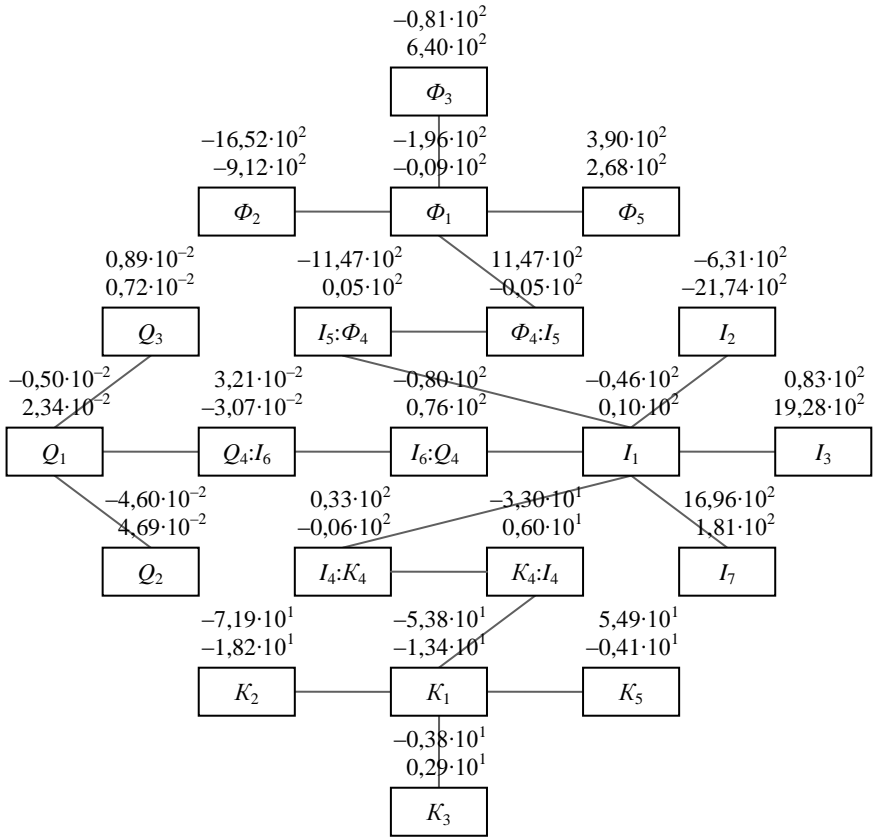


Рис. 1. Диаграмма энергетических преобразований в циклонах. Приведены средние значения притоков энергии (Вт/м^2) и водяного пара ($\text{г/(м}^2\cdot\text{с)}$) в циклонах за все время их существования в слое $p_3=200 \text{ гПа}$. Верхние цифры относятся к декабрьскому циклону, нижние — к апрельскому. Обозначения притоков соответствуют уравнениям (1)–(4).

4. Подсеточными эффектами Φ_5 (внутренний источник).

Баланс внутренней энергии определяется:

1. Притоками (стоками) энергии I_2 через боковые границы столба атмосферы.
2. Притоками (стоками) энергии I_3 через верхнюю границу столба атмосферы.
3. Взаимным преобразованием внутренней и потенциальной энергии I_5 .
4. Интенсивностью неадиабатических процессов I_6 и I_7 (внутренний источник).

5. Генерацией внутренней энергии I_4 за счет работы силы барического градиента, преобразующего потенциальную энергию во внутреннюю.

Баланс водяного пара определяется:

1. Притоками (стоками) водяного пара Q_2 через боковые границы столба атмосферы.

2. Притоками (стоками) водяного пара Q_3 через верхнюю границу столба атмосферы.

3. Фазовыми переходами воды Q_4 (внутренний источник).

На рис. 1 приведена диаграмма энергетических преобразований в циклонах в среднем за все время их существования (4 сут) в слое p_3 —200 гПа, на основе которой можно наглядно проследить общую картину формирования энергетического режима в представленных барических образованиях. Из полученных данных следует, что под действием внешних факторов в декабрьском циклоне в целом происходит уменьшение всех видов энергии, что соответствует ее передаче ОЦА. Внутренние же механизмы, кроме генерации K , способствуют выработке энергии в циклоне, однако общий баланс всех видов энергии все же остается отрицательным. Таким образом, декабрьский циклон в целом способствует усилению ОЦА, являясь ее источником.

В апрельском, менее интенсивном циклоне картина иная. Несмотря на уменьшение всех видов энергии под действием внешних факторов (исключение составляет только водяной пар), в общем балансе этого барического образования энергия ОЦА передается только через кинетическую и потенциальную виды энергии, причем скорость этой передачи на порядок ниже, чем в декабрьском циклоне. Внутренняя энергия и водяной пар пополняются за счет ОЦА. Таким образом, для этих двух субстанций апрельский циклон по отношению к ОЦА является стоком, а для кинетической и потенциальной энергии, как и декабрьский циклон, — источником.

Для иллюстрации результатов пространственного строения циклонических образований нами выбрана стадия их максимального развития. Основные запасы кинетической энергии в обоих циклонах сосредоточены в области фронтов (рис. 2, 3), причем в декабрьском циклоне эти запасы существенно выше (до $50 \cdot 10^5$ Дж/м²), чем в апрельском (до $8 \cdot 10^5$ Дж/м²). Положительные локальные изменения кинетической энергии в декабрьском циклоне, обусловленные генерацией K и ее притоком в результате нисходящих движений через верхнюю границу столба атмосферы, связаны с ярко выраженным холодным фронтом арктической системы фронтов. На остальной территории циклон отдает кинетическую энергию среднему потоку, главным образом посредством ее выноса через свою верхнюю границу. В апрельском циклоне ввиду отсутствия в нем интенсивных восходящих движений отрицательные изменения K вызваны в основном горизонтальным выносом ее через боковые границы.

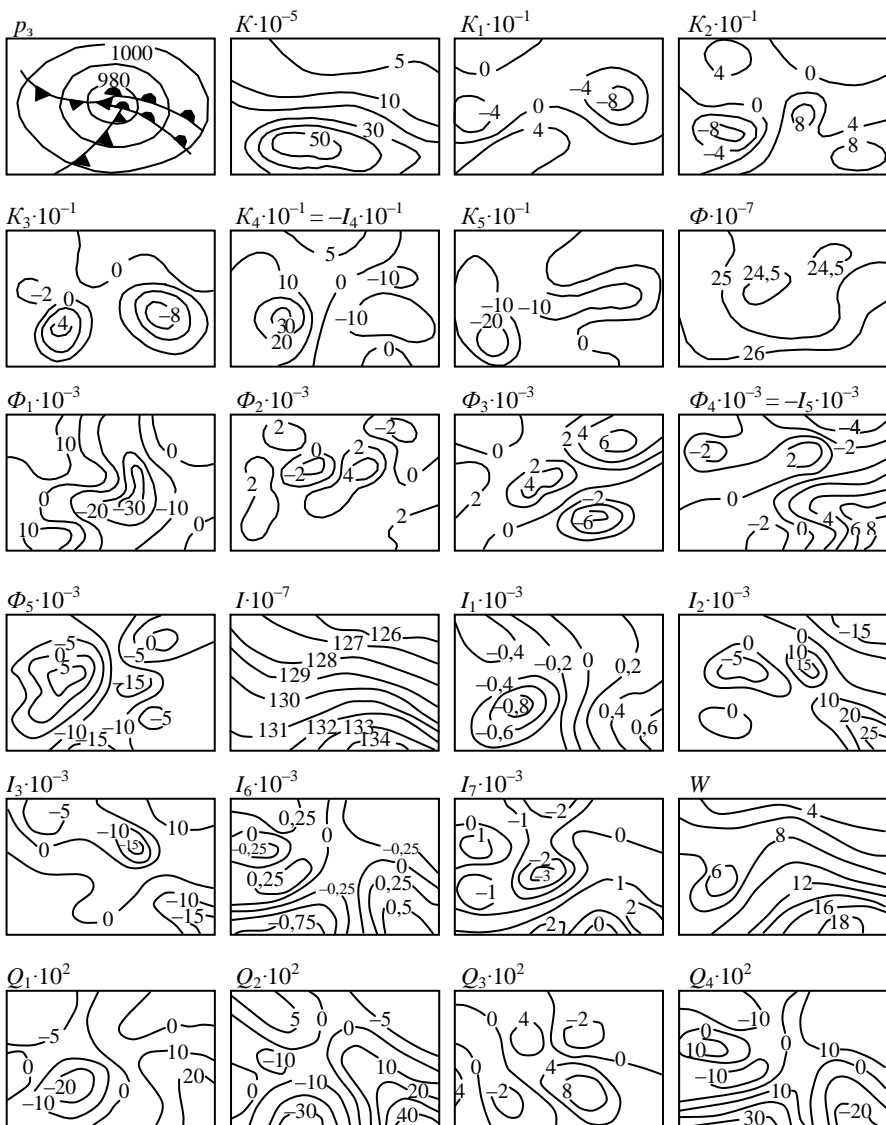


Рис. 2. Распределение приземного давления (p_3 , гПа), запасов кинетической ($K \cdot 10^{-5}$), потенциальной ($\Phi \cdot 10^{-7}$) и внутренней ($I \cdot 10^{-3}$) энергии ($Дж/м^2$), водяного пара (W $кг/м^2$) в составляющих их баланса (энергии, $Вт/м^2$, водяного пара, $г/(м^2 \cdot с)$) в декабрьском циклоне на стадии максимального развития в слое $p_3 = 200$ гПа.

Обозначения притоков соответствуют уравнениям (1)–(4).

Особое место в энергетике циклонических образований занимает вопрос о генерации (возникновении) кинетической энергии. Ввиду важности этого механизма данный вопрос требует самостоятельного рассмотрения. Здесь же отметим только, что циклоны, как правило, возникают под дельтой высотной фронтальной зоны в районе расходящихся изогипс. Скорость воздушной частицы в таком поле в направлении ее движения уменьшается, а вектор географических отклонений, существующий вследствие горизонтальной неоднородности и нестационарности поля давления, направлен в сторону высокого давления, обуславливая уменьшение кинетической энергии (отрицательная генерация). Этот процесс наиболее ярко происходит в передней части циклона. В тылу циклона вследствие сходимости изогипс в средней и верхней тропосфере имеет место обратная картина, т. е. происходит образование кинетической энергии (положительная генерация, см. рис. 2, 3).

Распределение запасов потенциальной энергии свидетельствует о том, что ось декабрьского циклона является почти вертикальной, а в апрельском все еще сохраняется ее наклон к северо-западу. Это является признаком ближайшего заполнения декабрьского циклона, которое произошло через 36 ч, и указывает на то, что апрельский циклон еще некоторое время будет сохранять свою интенсивность (через 36 ч этот циклон, не меняя своей интенсивности, вошел в систему более глубокого блокирующего циклона). На такое же развитие событий указывает и распределение запасов внутренней энергии, свидетельствующее о большей температурной асимметрии апрельского циклона (см. рис. 2, 3). Другой практический интерес представляет изменение запасов потенциальной энергии по слоям. В декабрьском циклоне от стадии максимального развития до стадии заполнения в слое $p_3=800$ гПа потенциальная энергия увеличилась на $0,16 \cdot 10^7$ Дж/м², а общий запас Φ возрос при этом на $0,19 \cdot 10^7$ Дж/м². Таким образом, изменение Φ в пограничном слое атмосферы составило 84% изменения общих запасов Φ . Это говорит о том, что циклон начинает заполняться у поверхности земли вследствие конвергенции трения, так как исчезают условия для дальнейшего понижения давления: отсутствуют адвекция положительного вихря скорости и адвективные изменения температуры.

Из всех составляющих баланса Φ наибольший интерес представляет взаимное преобразование потенциальной и внутренней энергии, наиболее активно происходящее на периферии барических образований. Причем картина распределения этого взаимодействия во многом схожа с переносом как потенциальной, так и внутренней энергии по вертикали: восходящие движения, способствуя увеличению потенциальной и уменьшению внутренней энергии ($\Phi_4 = -I_5$), выносят и ту, и другую (Φ_3, I_3) за пределы верхней границы циклонов. При нисходящих движениях отмечается обратный процесс.

Рассматривая баланс внутренней энергии, необходимо отметить, что в декабрьском циклоне горизонтальный перенос I способствует ее увеличению в районе теплого фронта с частичным захватом теплого сектора. Наибольший сток I по горизонтали связан с холодным фронтом и передней частью цикло-

на. В апрельском циклоне приток внутренней энергии по горизонтали происходит в теплом секторе и тыловой части, а отток наблюдается в районе теплого и холодного фронтов. Вертикальные притоки I в обоих циклонах практически соответствуют ее горизонтальным оттокам и наоборот, в области вертикальных оттоков внутренней энергии отмечаются ее горизонтальные притоки. Такой характер переносов внутренней энергии определяется знаком вертикальных движений (см. рис. 2, 3).

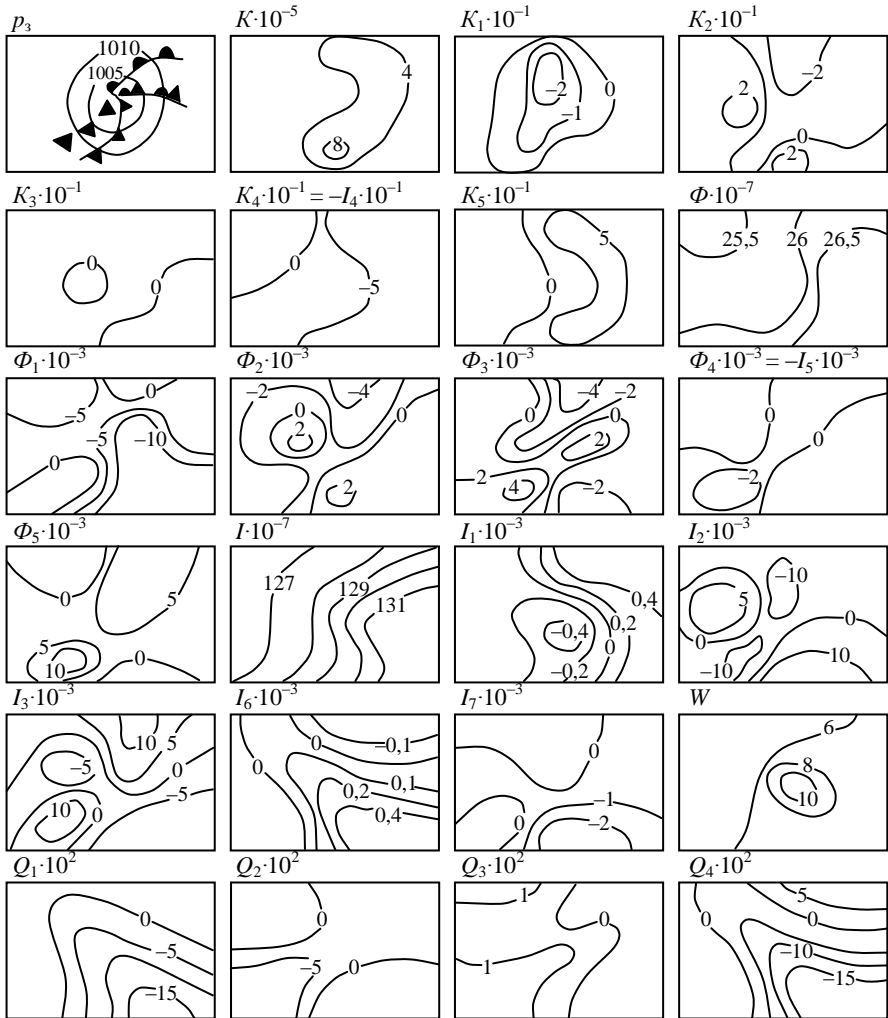


Рис. 3. То же, что и на рис. 2 в апрельском циклоне на стадии максимального развития в слое $p_3=200$ гПа.

Среди других составляющих баланса внутренней энергии наиболее важная роль принадлежит энергии фазовых переходов воды I_6 . В декабрьском циклоне перед холодным фронтом первой системы выделяется поток наиболее теплого и влажного воздуха, который втекает в циклон с южной составляющей и затем восходит над теплым фронтом. Происходящий здесь процесс конденсации уменьшает количество водяного пара (слагаемое Q_4), а выделяющееся при этом тепло приводит к увеличению внутренней энергии. Аналогичный, но менее интенсивный процесс происходит перед холодным фронтом второй системы. Нисходящие движения воздуха непосредственно за обоими холодными фронтами в результате адиабатического нагревания приводят к испарению облачных частиц, а значит, к увеличению водяного пара и уменьшению внутренней энергии, затрачиваемой в процессе этого испарения (см. рис. 2). В апрельском циклоне процессы конденсации водяного пара наиболее активно происходят в теплом секторе, а испарения в передней и тыловой его частях. Соответствующее распределение при этом имеет и слагаемое I_6 (рис. 3).

В балансе водяного пара, кроме слагаемого Q_4 , необходимо отметить интенсивный горизонтальный и вертикальный перенос влаги в декабрьском циклоне, в особенности в области фронтов (рис. 2), и слабо выраженные как по вертикали, так и по горизонтали потоки Q в апрельском циклоне (рис. 3).

В результате проделанной работы можно сделать следующие выводы:

1. Предложенная методика расчета составляющих уравнений баланса кинетической, потенциальной, внутренней энергии и водяного пара может быть использована в анализе энергоемкости механизмов развития циклонов умеренных широт.

2. Ошибки исходной информации и интерполяции не превышают 15% величины слагаемых в уравнениях баланса (1)—(4) и, таким образом, не оказывают принципиального влияния на результаты расчетов.

3. В зависимости от интенсивности и видов энергии циклоны умеренных широт по отношению к ОЦА могут являться как источниками, так и стоками энергии.

4. Распределение и изменение запасов различных видов энергии в циклонах может использоваться как прогностический критерий их эволюции.

Литература

1. Вакалюк Ю.В., Никитин А.Е. Современное состояние исследований энергетики атмосферы. Обзор. Обнинск. ВНИИГМИ-МЦД. 1983. 52 с.
2. Ван Мигем Ж. Энергетика атмосферы. Л.: Гидрометеоздат. 1977. 327 с.
3. Домрачева И.П., Капитанова Т.П., Сергеев Б.Н. Некоторые энергетические характеристики циклонов в начальной стадии их развития. Труды ЦАО. 1991. Вып. 175. С. 26—34.
4. Казначеева В.Д. Точность определения статистических характеристик по данным радиозондовых наблюдений. Труды ВНИИГМИ-МЦД. 1985. Вып. 115. С. 83—91.

5. Калинин Н.А. Оценка точности восстановления вертикальных профилей метеорологических величин сплайн-интерполяцией в связи с исследованием энергетики циклонов умеренных широт. В сб.: Вопросы прогноза погоды, климата и циркуляции атмосферы. Пермь. Изд-во Пермского госуниверситета. 1990. С. 27—31.
6. Калинин Н.А. Вертикальные движения в циклоне на разных стадиях его развития. В сб.: Вопросы прогноза погоды, климата и циркуляции атмосферы. Пермь. Изд-во Пермского госуниверситета. 1991. С. 9—18.
7. Калинин Н.А., Ковалева Т.В. Интерполяция эмпирических данных кубическими сплайнами. В сб.: Вопросы мезоклимата, циркуляции и загрязнения атмосферы. Пермь. Изд-во Пермского госуниверситета. 1988. С. 141—147.
8. Капитанова Т.П., Сергеев Б.Н. Энергетические характеристики циклонов умеренных широт. Обзор. Обнинск. ВНИИГМИ-МЦД. 1988. 45 с.
9. Куликов Г.И. Вычисление метеорологических производных с помощью асимметричной сетки. В сб.: Гидрология и метеорология. Пермь. Изд-во Пермского госуниверситета. 1974. С. 130—138.
10. Лагун В.Е. Диагностические исследования синоптической вихревой энергетики атмосферы: обзор. В сб.: Исследования вихревой динамики и энергетики атмосферы и проблема климата. Л.: Гидрометеиздат. 1990. С. 60—85.
11. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. Л.: Гидрометеиздат. 1991. 296 с.
12. Пинус Н.З., Коган З.Н. О бюджете кинетической энергии циклонических образований. Метеорология и гидрология. 1976. № 9. С. 3—15.
13. Пинус Н.З., Капитанова Т.П. Некоторые особенности энергетики циклонических образований умеренных широт. Метеорология и гидрология. 1981. № 4. С. 5—16.
14. Романов В.Ф., Арискина Н.В., Васильев В.Ф., Лагун В.Е. Энергетика атмосферы в полярных областях. Л.: Гидрометеиздат. 1987. 296 с.
15. Титов С.И. Использование энергетических характеристик атмосферы при оценке эволюции барических образований. В сб.: Метеорологические прогнозы. Вып. 102. Л. Изд-во ЛГМИ. 1989. С. 97—99.
16. Smith P.J. The energetics extratropical cyclones. Rev. Geophys. and Space Phys. 1980. Vol. 18. No. 2. PP. 378—386.
17. Vincent D.C. and Chang L.N. Kinetic energy budgets of moving systems: Case studies for an extratropical cyclone and Hurricane Celia. Tellus. 1975. Vol. 27. No. 3. PP. 215—233.

1.2. Исследование генерации кинетической энергии циклонов умеренных широт*

Вопрос о генерации (возникновении) кинетической энергии занимает особое место в энергетике циклонических образований умеренных широт. Его окончательное решение в значительной мере приблизило бы нас к разгадке более общих проблем, связанных с задачами теории общей циркуляции атмосферы и целями совершенствования краткосрочных и долгосрочных методов прогноза погоды [1, 2, 7—9].

* См. Метеорология и гидрология. 1995. № 2.

В общем генерацию кинетической энергии необходимо рассматривать при изучении полного энергетического цикла барических образований, включая баланс кинетической, потенциальной и внутренней энергии, а также водяного пара [4, 5—7, 12, 13, 15]. Тем не менее, исследуя генерацию кинетической энергии отдельно от многих аспектов формирования энергетического режима циклонов умеренных широт, мы можем глубже понять роль некоторых важных физических процессов, управляющих их развитием.

В данной работе рассматриваются результаты исследования генерации кинетической энергии шести циклонов, наблюдавшихся 21—24 июня 1984 г., 26 сентября—1 октября 1985 г., 17—21 января 1986 г., 5—8 декабря 1986 г., 9—12 апреля 1987 г. и 12—14 мая 1987 г., отобранных с учетом характера их траектории, а также интенсивности и последовательности развития (рис. 1, 2).

В качестве исходных данных использовались результаты сетевого температурно-ветрового зондирования за 00 и 12 ч гринвичского времени, записанные на магнитных лентах во ВНИИГМИ-МЦД (г. Обнинск) и САРВЦ (г. Ташкент), а также синоптические карты.

Скорость генерации кинетической энергии в единичной массе может быть определена следующим образом:

$$\left(\frac{\partial K}{\partial t}\right)_{\text{ген}} = -V \nabla \Phi = -\nabla V \Phi - \frac{\partial \Phi \tau}{\partial p} - \tau \alpha, \quad (1)$$

где $K = V^2/2$ — кинетическая энергия, Дж/кг; V — горизонтальная скорость ветра, м/с; t — время, с; $\Phi = gz$ — потенциальная энергия, Дж/кг; $g = 9,8 \text{ м/с}^2$ — ускорение свободного падения; z — высота, м; τ — вертикальная скорость в изобарической системе координат, гПа/с; p — давление, гПа; $\alpha = 1/\rho$, ρ — плотность воздуха, кг/м³; $\nabla = \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y}$.

Согласно уравнению (1) генерация кинетической энергии определяется горизонтальным и вертикальным переносом потенциальной энергии (первые два члена в правой части уравнения) и превращением потенциальной энергии в кинетическую при вертикальном перераспределении воздуха в столбе атмосферы (третий член правой части уравнения) [10].

Учитывая, что циклоны являются макротурбулентными возмущениями, представим последние два члена правой части (1) в виде суммы средней величины и отклонения от средней. Средние значения будем понимать как средние по площади циклона. Проведя процедуру осреднения, в итоге получим

$$\underbrace{-V \nabla \Phi}_{\Gamma_1} = \underbrace{-\nabla V \Phi}_{\Gamma_2} - \underbrace{\tau \alpha}_{\Gamma_3} - \underbrace{\frac{\partial \Phi \tau'}{\partial p}}_{\Gamma_4} - \underbrace{\frac{\partial \overline{\Phi \tau}}{\partial p}}_{\Gamma_5}. \quad (2)$$

Черта сверху означает осреднение, а штрих — отклонение от среднего. Второй член правой части уравнения (2) описывает превращение вихревой части

потенциальной энергии в кинетическую, третий член — генерацию вследствие вертикального пульсационного перераспределения вихревой части потенциальной энергии, последние два члена, сумму которых обозначим через Δ , характеризуют генерацию кинетической энергии за счет осредненной потенциальной энергии и ее вертикального перераспределения. Кроме этого, Δ включает подсчетные эффекты, а также погрешности исходной аэрологической информации и расчетов на ЭВМ. Однако эти факторы мало сказываются на общих закономерностях распределения энергетических характеристик, поэтому их влиянием можно пренебречь [5, 11].

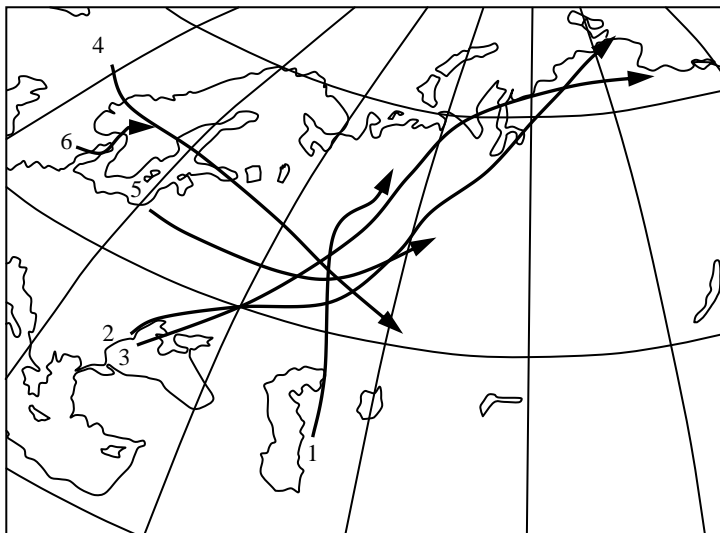


Рис. 1. Траектории циклонов.

- 1) июнь 1984 г., 2) сентябрь—октябрь 1985 г., 3) январь 1986 г.,
4) декабрь 1986 г., 5) апрель 1987 г., 6) май 1987 г.

Методика и технология расчетов генерации кинетической энергии и ее источников описаны в [5]. Все элементы (2) рассчитываются для слоев равной массы толщиной $\Delta p = 50 \text{ гПа}$ в столбе атмосферы от поверхности земли и до $p = 200 \text{ гПа}$ и отнесены к единице площади.

Для получения общей характеристики величин, определяющих генерацию кинетической энергии, составляющие уравнения (2) осреднялись по всей площади циклона, которая определялась по последней замкнутой изобаре на приземных синоптических картах. Результаты этих расчетов показывают, что процессы генерации кинетической энергии существенно зависят от интенсивности и стадии развития циклона.

На начальной стадии развития циклона наблюдается ровный ход величин генерации кинетической энергии до изобарической поверхности 700 гПа . В

пяти случаях из шести (исключение составляет апрельский циклон) они плавно убывают от нулевых значений вблизи земной поверхности до $-1 \dots -3 \text{ Вт/м}^2$ на поверхности 700 гПа . Наиболее интенсивно этот процесс происходит в январском циклоне. Здесь суммарная генерация в слое земля — поверхность 700 гПа составляет $-17,0 \text{ Вт/м}^2$, тогда как в сентябрьско-октябрьском циклоне $-8,0 \text{ Вт/м}^2$, декабрьском $-2,9 \text{ Вт/м}^2$, июньском $-1,3 \text{ Вт/м}^2$, апрельском $-3,4 \text{ Вт/м}^2$, майском $16,4 \text{ Вт/м}^2$. Для четырех циклонов (исключая майский и апрельский) значения $-V\nabla\Phi$ далее уменьшаются с высотой, достигая минимума на поверхности 300 гПа . Абсолютный минимум отмечается в декабрьском циклоне и составляет $-15,4 \text{ Вт/м}^2$ в слое $300-250 \text{ гПа}$. Отрицательные величины свидетельствуют о том, что кинетическая энергия убывает.

Рассмотрим условия, при которых это становится возможным. Обратимся к рис. 2. В поле изобар, представленном на рис. 2а, воздушная частица движется в область с большим градиентом давления. Скорость воздушной частицы в таком поле в направлении ее движения увеличивается. При этом вектор dV/dt направлен в сторону движения, а вектор агеострофических отклонений (V'), существующий вследствие горизонтальной неоднородности и нестационарности поля давления, направлен в сторону низкого давления, увеличивая действие силы барического градиента. При этом происходит ускорение воздушной частицы и отклонение траектории ее движения в сторону низкого давления. При перемещении массы воздуха от более высокого давления к более низкому ($V\nabla\Phi < 0$) кинетическая энергия увеличивается (положительная генерация).

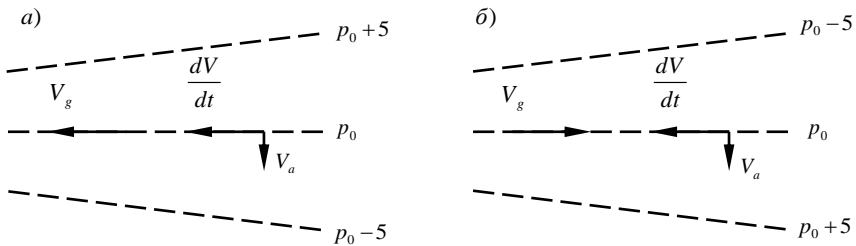


Рис. 2. Схема знака генерации кинетической энергии.

Пояснения приведены в тексте.

В случае, изображенном на рис. 2б, частица движется в область с меньшим градиентом давления. Скорость воздушной частицы в таком поле в направлении ее движения уменьшается. При этом вектор dV/dt направлен в сторону, противоположную движению частицы, а вектор агеострофических отклонений направлен в сторону высокого давления, уменьшая силу бариче-

ского градиента. При этом происходит торможение воздушной частицы и отклонение траектории ее движения в сторону высокого давления.

При перемещении массы воздуха от более низкого давления к более высокому ($V \nabla \Phi > 0$) кинетическая энергия уменьшается (отрицательная генерация). Циклоны умеренных широт в начальной стадии своего развития (волновое возмущение на фронте) чаще всего возникают и углубляются (переходят в стадию молодого циклона) под передней частью высотной ложбины, где отмечаются условия, изображенные на рис. 2б, что соответствует отрицательной генерации кинетической энергии [3]. Однако при этом необходимо помнить, что составляющие уравнения (2) на каждом уровне, полученные путем осреднения по площади циклона, характеризуют генерацию кинетической энергии и ее источники в целом по циклону, и это не исключает того, что в разных частях циклона происходят различные процессы. Например, при общей отрицательной генерации на отдельных участках циклона может наблюдаться положительная генерация, и, наоборот, при преобладающей положительной генерации в отдельных частях циклона может иметь место отрицательная генерация.

Вертикальный профиль генерации кинетической энергии в майском циклоне несколько отличается от других. Для этого циклона, являющегося стационарным и не связанным с высотной фронтальной зоной, характерен достаточно ровный ход вертикального профиля Γ_1 с положительными значениями, изменяющимися от 1,7 до 4,3 Bm/m^2 . Таким образом, во всей толще атмосферы наблюдается незначительная сходимость изогипс по потоку. Это объясняется тем, что с момента возникновения этот циклон был высоким барическим образованием, так как появился в результате регенерации старого циклона на холодном фронте. Этим же объясняется и то, что вертикальные профили Γ_1 на начальной стадии развития этого циклона и на стадии его заполнения аналогичны друг другу.

Вертикальное распределение генерации кинетической энергии апрельского циклона на начальной стадии его развития носит принципиально иной характер. В слое земля — поверхность 400 гПа величина Γ_1 возрастает от $-0,3$ до $15,7 Bm/m^2$, затем резко уменьшается до $1,8 Bm/m^2$. Таким образом, до поверхности 400 гПа наблюдается интенсивная сходимость изогипс по потоку. Следовательно, барическое поле в целом является неблагоприятным для углубления этого циклона. Действительно, давление в центре апрельского циклона не опускается ниже 1000 гПа.

На стадии молодого циклона наблюдается большое различие в вертикальном распределении генерации кинетической энергии. Однако разброс значений $-V \nabla \Phi$ невелик. У земли от $-1,0$ до $4,6 Bm/m^2$, на поверхности 500 гПа от $-1,2$ до $-5,8 Bm/m^2$. Таким образом, в молодом циклоне на нижних уровнях также наблюдается преимущественно положительная генерация, которая постепенно убывает с высотой. В июньском, январском, декабрьском и майском циклонах минимум генерации кинетической энергии отмечается на по-

верхности 250 гПа. По сравнению с начальной стадией развития циклонов уровень, где наблюдается значительная расходимость изогипс, находится несколько выше. В апрельском и сентябрьско-октябрьском циклонах, напротив, на этой поверхности наблюдается абсолютный максимум, который составил соответственно 9,8 и 2,9 Вм/м². Однако в нижней тропосфере эти циклоны имеют и отрицательные значения генерации. При этом минимумом отмечается в слое 850—800 гПа и составляет соответственно -7,1 и -1,2 Вм/м².

В стадии максимального развития в большинстве случаев величина Γ_1 от нулевых значений у земли убывает с высотой, т.е. в объеме, заполненном циклоном, угол между вектором ветра и вектором градиента давления больше 90° (рис. 2б). Максимальное значение $-V\nabla\Phi$ наблюдается в январском циклоне на поверхности 300 гПа и составляет 10,1 Вм/м², а минимальное — в майском со значением -12,2 Вм/м².

Для стадии заполнения циклона ход вертикальных профилей Γ_1 достаточно ровный. За исключением январского и сентябрьско-октябрьского циклонов, еще сохраняющих свою активность, для остальных циклонов значения $-V\nabla\Phi$ колеблются около нуля. Это свидетельствует о том, что барическое поле циклона в стадии заполнения имеет такую структуру, при которой ветер практически совпадает с градиентным. Вектор агеострофических отклонений приближается к нулевым значениям, восходящие движения в циклоне сменяются на нисходящие, и происходит его заполнение.

В целом можно отметить, что в процессе эволюции циклонов отрицательная генерация кинетической энергии по модулю уменьшается, стремясь на стадии заполнения к нулевым значениям.

Исследование источников генерации кинетической энергии позволяет определить вклад внешних и внутренних для атмосферного вихря источников энергии, а также рассмотреть механизм передачи кинетической энергии от среднего движения циклону и, наоборот, от циклона к крупномасштабному потоку. Анализ показывает, что наибольший вклад на всех стадиях вносят два слагаемых: горизонтальный перенос потенциальной энергии и генерация кинетической энергии за счет осредненной потенциальной энергии и ее вертикального перераспределения. Эти слагаемые на два порядка больше остальных, вследствие чего вертикальные профили слагаемого Γ_2 почти симметричны соответствующим профилям слагаемого Γ_5 относительно вертикальной оси, проходящей через 0.

Значительный приток (отток) потенциальной энергии наблюдается в начальной стадии развития циклона в слое 500—400 гПа. В сентябрьско-октябрьском циклоне $-V\nabla\Phi$ составляет -718,7 Вм/м², в январском 862,2 Вм/м². В процессе эволюции циклонов роль внешнего притока (стока) потенциальной энергии несколько падает. Наиболее ровный ход вертикального распределения слагаемого Γ_2 наблюдается в стадии заполнения циклона. Исключение составляет сентябрьско-октябрьский циклон, у которого отток потенциальной энергии на поверхности 300 гПа равняется -877,3 Вм/м². В от-

ношении слагаемого Γ_5 необходимо отметить, что его отрицательное значение соответствует передаче кинетической энергии от циклона среднему движению, и, наоборот, положительные значения Γ_5 свидетельствуют о том, что циклон питается энергией крупномасштабного потока.

Осредненные по площади шести циклонов значения генерации кинетической энергии и ее слагаемых ($Вт/м^2$) по слоям

Слой, $гПа$	Γ_1	Γ_2	Γ_3	Γ_4	Γ_5
Начальная стадия					
400—200	-25,6	-1874,9	-14,3	9,5	1854,1
600—400	-6,7	-420,8	2,2	-6,1	418,0
800—600	-3,6	261,1	0,6	0,3	-256,6
p_3 —800	-0,7	100,3	-0,1	0,9	-101,8
p_3 —200	-36,6	-1934,3	-11,6	4,6	1904,7
Стадия молодого циклона					
400—200	-16,6	-550,3	3,0	-11,6	542,2
600—400	-16,1	-206,5	6,5	-9,1	193,0
800—600	-10,8	226,5	3,0	-5,5	-234,8
p_3 —800	-0,3	74,9	0,7	0,4	-76,3
p_3 —200	-43,9	-455,4	13,2	-25,8	424,1
Стадия максимального развития					
400—200	-10,2	-834,2	1,7	-5,2	827,5
600—400	-3,3	-64,3	3,3	-5,7	63,4
800—600	-2,4	114,0	1,6	-3,7	-114,3
p_3 —800	-1,8	60,5	0,6	0,2	-63,1
p_3 —200	-17,7	-724,0	7,2	-14,4	713,5
Стадия заполнения					
400—200	-8,4	-521,1	1,4	-5,3	516,6
600—400	-2,4	-53,5	0,6	-0,3	53,5
800—600	-3,7	40,2	0,2	0,3	-44,4
p_3 —800	-1,5	8,2	0,0	1,3	-11,0
p_3 —200	-16,0	-526,2	2,2	-6,7	514,7
Средние значения без учета стадии развития					
400—200	-15,2	-945,1	-2,0	-3,2	-935,1
600—400	-7,1	-186,3	3,1	-6,0	182,1
800—600	-5,1	160,4	1,4	-2,1	-164,8
p_3 —800	-1,1	61,0	0,3	0,7	-63,1
p_3 —200	-28,5	-910,0	2,8	-10,6	889,3

Слагаемое Γ_4 определяет вертикальное пульсационное перераспределение вихревой части потенциальной энергии. Оно характеризует приток или отток вихревой части потенциальной энергии через верхнюю границу рассматриваемого слоя. Это слагаемое связано с вертикальной структурой барического поля, а также с вертикальными движениями. На первых стадиях развития циклона ход вертикальных профилей этого слагаемого разнообразен. Однако в ходе эволюции циклонов вертикальное распределение Γ_4 приобретает все более однородный вид. Это связано с большой вертикальной однородностью

воздушных масс, заполняющих циклон на поздних стадиях его развития. Максимальный приток (отток) вихревой части потенциальной энергии происходит в районе верхней границы циклонического вихря.

С целью анализа суммарных величин, определяющих генерацию кинетической энергии на разных стадиях развития циклона, была составлена таблица осредненных по площади шести циклонов значений составляющих уравнения (2) по слоям. Из таблицы видно, что основной вклад в генерацию кинетической энергии, как это уже указывалось выше, вносит горизонтальный перенос потенциальной энергии, а также слагаемое $-(\overline{\tau\alpha} + \overline{\partial\Phi\tau/\partial p})$, определяющее осредненную потенциальную энергию и ее вертикальное перераспределение. Причем на всех стадиях развития атмосферного вихря в нижней половине тропосферы преобладает приток потенциальной энергии в его область, что предопределяет отдачу энергии циклоном среднему движению. В верхней же половине тропосферы происходит вынос потенциальной энергии через боковые границы циклона, что обуславливает ее пополнение крупномасштабным потоком.

Значения $-(\tau'a')$ показывают, что освобождение потенциальной энергии, а точнее, ее доступной части происходит с максимальной скоростью в средней тропосфере. Незначительная часть выделенной энергии переносится в нижнюю тропосферу, а наибольшие ее запасы выносятся через верхнюю границу циклона.

Для иллюстрации результатов пространственного распределения генерации кинетической энергии и ее источников в циклонах нами выбрана стадия их максимального развития. Сравниваются два циклона различной интенсивности (рис. 3), подробное описание которых приведено в работе [5]. Декабрьский циклон является самым интенсивным и глубоким из исследуемых. Минимальное давление в его центре было 977,1 гПа. Он развивался быстро, перемещаясь со значительными скоростями. Апрельский циклон, наоборот, активностью не отличался и перемещался медленно. Давление в его центре не опускалось ниже 1000 гПа. Положительная генерация кинетической энергии в обоих случаях наблюдается в тыловой части циклонов, где отмечаются условия, изображенные на рис. 2а. В передней части (в зоне расходимости изогипс) в обоих случаях наблюдается отрицательная генерация кинетической энергии. Здесь отмечаются условия, изображенные на рис. 2б.

Согласно рис. 3б, декабрьский циклон большую часть своей энергии отдает среднему движению. При этом ее пополнение, кроме притока через боковые границы столба атмосферы, происходит и за счет вихревой потенциальной энергии.

Апрельский циклон, наоборот, получает энергию от крупномасштабного потока за счет ее выноса через боковые границы столба атмосферы. Кроме этого, в апрельском циклоне также происходит превращение кинетической энергии в вихревую часть потенциальной, которая в результате процессов ее перераспределения все же остается в циклоне, увеличивая в итоге его энерго-

емкость. Исключение составляет лишь небольшая область в передней части циклона, где имеют место обратные процессы (рис. 3а).

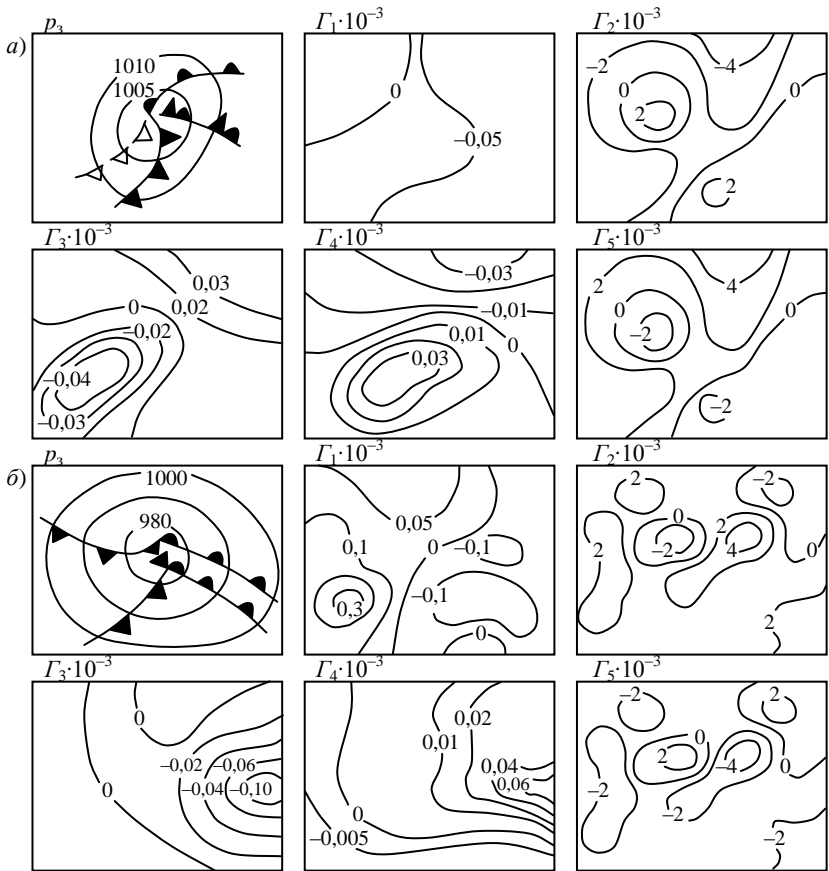


Рис. 3. Распределение приземного давления (p_3 , гПа), генерации кинетической энергии и ее источников ($Вт/м^2$) в апрельском (а) и декабрьском (б) циклонах на стадии максимального развития в слое p_3-200 гПа.

Обозначения слагаемых соответствуют уравнению (2).

В результате проделанной работы можно сделать следующие выводы:

1. Наибольший вклад в процесс генерации кинетической энергии циклонов вносит горизонтальный перенос потенциальной энергии, а также осредненная потенциальная энергия и ее вертикальное перераспределение.

2. Энергоемкость циклонов в нижней тропосфере позволяет им отдавать энергию среднему движению, хотя в целом они обязаны своим существованием крупномасштабному потоку, питающему их своей энергией.

3. Несмотря на небольшие абсолютные значения слагаемых, определяющих превращение вихревой части потенциальной энергии в кинетическую – $(\tau' a')$, а также вертикальное пульсационное перераспределение вихревой части потенциальной энергии $-(\partial\Phi' \tau' / \partial p)$, они играют весьма важную роль в процессе генерации кинетической энергии циклонов умеренных широт, так как вынос потенциальной энергии из области циклонов не компенсируется полностью ее поступлением от крупномасштабного потока.

Автор глубоко признателен И.С. Заморину за помощь при проведении расчетов.

Литература

1. Вакалюк Ю.В., Никитин А.Е. Современное состояние исследований энергетики атмосферы. Обзор. Обнинск. ВНИИГМИ-МЦД. 1983. 52 с.
2. Ван Мигем Ж. Энергетика атмосферы. Л.: Гидрометеоздат. 1977. 327 с.
3. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеоздат. 1991. 616 с.
4. Калинин Н.А. Некоторые особенности преобразования энергии в циклонах умеренных широт. В сб.: Метеорологические прогнозы. СПб.: Изд-во РГГМИ. 1992. Вып. 114. С. 136—148.
5. Калинин Н.А. Исследование энергетики циклонов умеренных широт. Метеорология и гидрология. 1994. № 5. С. 55—67.
6. Лагун В.Е., Романов В.Ф. Энергетика атмосферных синоптических вихрей над океаном. Метеорология и гидрология. 1985. № 2. С. 105—112.
7. Лагун В.Е. Диагностические исследования синоптической вихревой энергетики атмосферы: обзор. В сб.: Исследования вихревой динамики и энергетики атмосферы и проблема климата. Л.: Гидрометеоздат. 1990. С. 60—85.
8. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы: Пер. с англ. / Под ред. С.С. Зилитинкевича. Л.: Гидрометеоздат. 1970. 260 с.
9. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. Л.: Гидрометеоздат. 1991. 296 с.
10. Пинус Н.З. Доступная потенциальная энергия в атмосфере и ее превращение в кинетическую энергию. Метеорология и гидрология. 1982. № 4. С. 106—116.
11. Пинус Н.З., Коган З.Н. О бюджете кинетической энергии циклонических образований. Метеорология и гидрология. 1976. № 9. С. 3—15.
12. Пинус Н.З., Капитанова Т.П. Некоторые особенности энергетики циклонических образований умеренных широт. Метеорология и гидрология. 1981. № 4. С. 5—16.
13. Романов В.Ф., Арискина Н.В., Васильев В.Ф., Лагун В.Е. Энергетика атмосферы в полярных областях. Л.: Гидрометеоздат. 1987. 296 с.
14. Kung E.C. Energy sources in middle-latitude synoptic-scale disturbances. J. Atmos. Sci. 1977. Vol. 34. No. 9. PP. 1352—1365.
15. Smith P.J. The energetics of extratropical cyclones. Rev. Geophys. and Space Phys. 1980. Vol. 18. No. 2. PP. 378—386.

1.3. Исследование вихревой кинетической энергии циклонов умеренных широт*

Развитие циклонов умеренных широт определяется процессами различных масштабов. Главная роль при этом отводится макромасштабным процессам, которые условно можно разделить на планетарные и синоптические. Чтобы оценить вклад тех и других в энергетику циклонов, определяют соответствующие им составляющие различных видов энергии, в частности кинетической, поскольку эта форма энергии в наибольшей степени отражает физическую сущность процессов в циклонах умеренных широт. При ограниченной области эти составляющие определяются как сумма среднего значения метеорологической величины и отклонения от этого значения — $x = \bar{x} + x^*$. При этом x^* характеризует отклонение от основного потока, т.е. вихревой поток.

Кинетическая энергия, соответствующая составляющим u^* и v^* скорости ветра, обычно называется вихревой. Она определяется выражением

$$K^* = \frac{1}{2}(u^{*2} + v^{*2}). \quad (1)$$

Вычисление запасов вихревой кинетической энергии в столбе воздуха единичного сечения производится путем численного интегрирования выражения

$$K_{зан}^* = \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} K^* dp, \quad (2)$$

где $K_{зан}^*$ — запас вихревой кинетической энергии в столбе воздуха единичного сечения в слое (p_1, p_2) , Дж/м²; $g = 9,8 \text{ м/с}^2$ — ускорение свободного падения; p — давление, гПа; K^* — вихревая кинетическая энергия, определяемая по формуле (1), Дж/кг.

В работах зарубежных ученых [10—13, 15, 17] проведено диагностическое исследование баланса вихревой кинетической энергии в циклонах по данным измерений и результатам мелкомасштабного численного моделирования. Вихревая кинетическая энергия определялась как часть полной кинетической энергии, соответствующая энергии отклонения скорости от ее зонально осредненных значений.

Несмотря на широкое распространение такого разделения переменных, использование «вихревых» параметров нельзя признать полностью удовлетворительным. Действительно, в реальной атмосфере на каждом круге широты может быть несколько вихрей диаметром до нескольких тысяч километров. Эти вихри обуславливают меридиональный обмен воздуха, существенно отличающийся от среднего вдоль круга широты. Поэтому разложение кинетической энергии на среднюю и вихревую составляющие не является строгим.

* См. Метеорология и гидрология. 1998. № 11.

тической энергии на зональный и вихревой компоненты, с одной стороны, затрудняет возможность определения вклада процессов (волн) с различными масштабами в баланс вихревой кинетической энергии [7], с другой — зональные параметры содержат вклад, который физически не отделим от турбулентного движения [14]. Исключения составляют расчеты энергетических характеристик на ограниченных полигонах, размеры которых сопоставимы с масштабом циклонических образований. В этом случае, согласно работе [16], удастся провести адекватное разделение энергии и процессов ее перераспределения и преобразования в циклоническом вихре и крупномасштабном потоке. Таким образом, в данном случае под средними значениями \bar{x} будем понимать средние по площади. Среди опубликованных при таком подходе исследований необходимо отметить работы [1, 2, 16], где изучен баланс вихревой кинетической энергии пяти циклонов различной интенсивности, что явно недостаточно для получения надежных статистических оценок запасов и компонентов баланса вихревой кинетической энергии.

В качестве объектов исследования были выбраны циклоны, прошедшие полный цикл своего развития, включающий четыре стадии: начальную стадию (I), стадию молодого циклона (II), стадию максимального развития (III) и стадию заполнения (IV).

Все циклоны разделены на подвижные и малоподвижные. К подвижным отнесены вихри, смещающиеся со средней скоростью более 10 км/ч, к малоподвижным — вихри со средней скоростью менее 10 км/ч. В каждую группу вошло по 160 случаев с циклонами [5].

Уравнение, описывающее баланс вихревой кинетической энергии (для равной массы) в слое (p_1, p_2) для турбулентной атмосферы, имеет вид

$$\begin{aligned}
 & \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial K^*}{\partial t} dp}_{K_1^*} = - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\frac{\partial K^* u}{\partial x} + \frac{\partial K^* v}{\partial y} \right) dp}_{K_2^*} - \\
 & - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial K^* \tau}{\partial p} dp}_{K_3^*} - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(u^* \tau^* \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} + v^* \tau^* \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \right) dp}_{K_4^*} - \\
 & - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(u^* \frac{\partial \Phi^*}{\partial x} + v^* \frac{\partial \Phi^*}{\partial y} \right) dp}_{K_5^*} + \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \Delta dp}_{K_6^*}. \quad (3)
 \end{aligned}$$

Здесь t — время, с; u и v — горизонтальные составляющие скорости ветра, м/с; τ — вертикальная скорость в изобарической системе координат, gPa/c ; z — высота, м; $\Phi = gz$ — потенциальная энергия, Дж/кг; \bar{u}, \bar{v} — средние (по площади циклона) значения u и v ; u^*, v^*, Φ^* — отклонения u, v и Φ в

отдельных точках (станциях) в пределах области циклона от средних (по площади циклона) значений \bar{u} , \bar{v} и $\bar{\Phi}$.

Согласно уравнению (3), локальные изменения баланса вихревой кинетической энергии (K_1^*) формируются благодаря дивергенции горизонтального (K_2^*) и вертикального (K_3^*) потоков, процессам перехода основного потока в вихревой (K_4^*) и генерации вихревой кинетической энергии вследствие работы силы горизонтального барического градиента (K_5^*). Остаточное слагаемое K_6^* определяется по формуле

$$K_6^* = K_1^* - (K_2^* + K_3^* + K_4^* + K_5^*)$$

и имеет следующее содержание:

$$\Delta = \Delta' + \Delta''.$$

Здесь первое слагаемое представляет собой взаимные превращения вихревой кинетической энергии и тепловой в процессе турбулентного перемешивания; второе описывает эффекты нелинейного взаимодействия возмущений различных масштабов и возмущений со средним (зональным) потоком.

В дальнейшем под величинами K_i^* будем понимать их приближенные значения, возникающие в результате замены производных конечно-разностными аналогами. При этом в (3) вводятся дополнительные слагаемые, учитывающие погрешности численных расчетов и исходной аэрологической информации.

В качестве исходного материала использовались данные сетевого температурно-ветрового зондирования на аэрологических станциях умеренных широт Евразии с 1984 по 1994 гг. Данные были представлены ВНИИГМИ-МЦД (г. Обнинск) и САРВЦ (г. Ташкент). Весь объем информации был архивирован путем создания комплекса баз научных данных «Метео», на основе которого разработанные вычислительные процедуры были организованы в единую диагностическую вычислительную систему. Кроме этого были использованы синоптические бюллетени, а также синоптические карты.

Методика и технология расчетов параметров энергетики описаны в [3].

Для выяснения зависимости значений составляющих баланса вихревой кинетической энергии в уравнении (3) от ошибок исходной информации и численных расчетов были проведены численные эксперименты, методика которых изложена в [3]. Объем выборки — 360 зондирований. Относительная погрешность расчета составляющих баланса вихревой кинетической энергии по слоям составила:

Слой, гПа	400—200	600—400	800—600	p_s —800
Относительная погрешность, %	15	15	15	11

Результаты расчетов показывают, что величины погрешностей позволяют получить удовлетворительные оценки точности расчета элементов баланса.

Для анализа общей характеристики процессов, управляющих распределением и изменением вихревой кинетической энергии в циклонических образованиях, ее запасы, вычисленные по формулам (1) и (2), а также составляющие уравнения (3) осреднялись методом взвешенного среднего по всей площади циклона, которая определялась по последней замкнутой изобаре на приземных синоптических картах. Учет наклона оси циклона осуществлялся по методике, изложенной в [15]. Результаты расчетов, представленные в табл. 1—4, показывают, что эти процессы существенно зависят от скорости перемещения и стадии развития циклона.

Таблица 1

Осредненные по площади циклонов запасы вихревой кинетической энергии (10^5 Дж/м², числитель) и их относительное содержание (% , знаменатель) по слоям

Слой, гПа	Стадия развития				Среднее значение
	I	II	III	IV	
Подвижные циклоны					
300—200	1,63/27,3	1,92/27,1	2,01/26,9	0,52/14,2	1,55/25,6
400—300	1,47/24,6	1,65/23,2	1,68/22,5	0,75/20,4	1,39/23,0
500—400	1,02/17,1	1,09/15,4	1,13/15,1	0,65/17,7	0,97/16,0
600—500	0,72/12,1	0,73/10,3	0,75/10,1	0,50/13,6	0,67/11,1
700—600	0,46/7,7	0,56/7,9	0,61/8,2	0,41/11,2	0,50/8,2
800—700	0,32/5,4	0,53/7,5	0,58/7,8	0,37/10,1	0,44/7,3
900—800	0,24/4,0	0,44/6,2	0,47/6,3	0,31/8,4	0,36/6,0
p_3 —900	0,11/1,8	0,17/2,4	0,23/3,1	0,16/4,4	0,17/2,8
600—200	/81,1	/76,0	/74,6	/65,9	
p_3 —200	5,97	7,09	7,46	3,67	6,05
Малоподвижные циклоны					
300—200	1,14/34,8	1,29/34,4	1,32/34,1	0,43/20,4	1,04/32,0
400—300	0,81/24,7	0,87/23,2	0,89/23,0	0,51/24,2	0,77/23,7
500—400	0,40/12,2	0,41/10,9	0,42/10,8	0,28/13,3	0,38/11,7
600—500	0,29/8,8	0,29/7,7	0,29/7,5	0,22/10,4	0,28/8,6
700—600	0,24/7,3	0,28/7,5	0,30/7,8	0,21/10,0	0,25/7,7
800—700	0,19/5,8	0,27/7,2	0,29/7,3	0,20/9,5	0,23/7,1
900—800	0,14/4,3	0,24/6,4	0,25/6,5	0,17/8,1	0,20/6,1
p_3 —900	0,07/2,1	0,10/2,7	0,12/3,1	0,10/4,1	0,10/3,1
600—200	/80,5	/76,2	/75,4	/68,3	
p_3 —200	3,28	3,75	3,87	2,11	3,25

Наибольшие запасы вихревой кинетической энергии в циклонах обоих типов отмечаются на первых трех стадиях их развития (см. табл. 1), т.е. тогда, когда циклонические системы являются низкими и средними барическими образованиями и над их приземными центрами проходит высотная фронтальная зона. Максимальные запасы приходятся на слой 400—200 гПа и связаны с проходящими здесь струйными течениями, выше и ниже которых запасы вихревой кинетической энергии убывают. В подвижных циклонах мак-

симальные запасы вихревой кинетической энергии в 1,4—1,7 раза больше, чем в малоподвижных.

Запасы вихревой кинетической энергии в подвижных вихрях в среднем в 2 раза, а в малоподвижных в 3 раза меньше средних (осредненных по площади циклонов) запасов полной кинетической энергии [6]. Чем интенсивнее барические образования, тем больше вихревой энергии они производят. Запас вихревой кинетической энергии среднестатистического подвижного циклона с площадью основания $2,5 \cdot 10^{11} \text{ м}^2$ ($500 \times 500 \text{ км}$) составляет $1,51 \cdot 10^{17} \text{ Дж}$, а малоподвижного — $0,81 \cdot 10^{17} \text{ Дж}$. Максимальные запасы превышают средние в 2—3 раза.

Как следует из данных табл. 1, наибольшие запасы вихревой кинетической энергии в циклонах обоих типов приходятся на стадию максимального развития (III), а наименьшие — на стадию заполнения (IV). Изменения в относительном распределении запасов вихревой кинетической энергии по высоте (отношение запасов вихревой кинетической энергии отдельных слоев атмосферы к ее запасам в столбе воздуха p_3 —200 гПа; см. табл. 1, знаменатель) по мере эволюции циклонических образований обоих типов аналогичны относительным изменениям средних (по площади циклонов) запасов полной кинетической энергии [6, 8, 9]. Относительное содержание запасов вихревой кинетической энергии в слое 600—200 гПа приведено в табл. 1.

Таблица 2

Отношение осредненных по площади циклонов умеренных широт запасов вихревой кинетической энергии на стадиях молодого циклона, максимального развития и заполнения к ее запасам на начальной стадии по слоям

Слой, гПа	Подвижные циклоны			Малоподвижные циклоны		
	II	III	IV	II	III	IV
300—200	1,18	1,23	0,32	1,13	1,16	0,38
400—300	1,12	1,14	0,51	1,08	1,10	0,63
500—400	1,07	1,11	0,64	1,03	1,04	0,70
600—500	1,01	1,04	0,69	1,00	1,00	0,75
700—600	1,22	1,33	0,89	1,18	1,25	0,86
800—700	1,65	1,81	1,17	1,41	1,53	1,07
900—800	1,83	1,94	1,28	1,72	1,76	1,24
p_3 —900	1,52	2,12	1,46	1,37	1,71	1,42
p_3 —200	1,19	1,25	0,61	1,14	1,18	0,65

С целью дальнейшего анализа процессов перераспределения вихревой кинетической энергии в циклонах нами были рассчитаны отношения запасов вихревой кинетической энергии на стадиях молодого циклона, максимального развития и заполнения к ее запасам на начальной стадии по слоям (табл. 2). Сравнение этих данных с результатами, полученными в работах [6, 8, 9], свидетельствует о схожести процессов относительного изменения в ходе эволюции циклонов умеренных широт средних (по площади циклонов) запасов вихревой кинетической энергии и средних (по площади циклонов) запасов

полной кинетической энергии. Отличия заключаются в том, что запасы вихревой кинетической энергии по сравнению с ее накоплениями на начальной стадии эволюции циклонических образований обоих типов к стадии максимального развития возрастают быстрее, чем запасы средней (по площади циклонов) полной кинетической энергии, а на стадии заполнения быстрее и уменьшаются.

Таблица 3

Осредненные по площади подвижных циклонов значения компонентов баланса вихревой кинетической энергии (Bm/m^2) по слоям

Слой, zPa	K_1^*	K_2^*	K_3^*	K_4^*	K_5^*	K_6^*
Начальная стадия						
400—200	2,03	-3,11	2,62	0,41	0,21	1,90
600—400	0,84	-0,34	-1,00	0,05	-1,98	4,11
800—600	0,44	1,52	-1,01	0,08	-1,19	1,04
p_3 —800	0,11	0,62	-0,45	0,02	0,96	-1,04
p_3 —200	3,42	-1,31	0,16	0,56	-2,00	6,01
Стадия молодого циклона						
400—200	1,09	-0,68	0,41	0,37	-0,82	1,81
600—400	0,19	2,72	-2,41	0,32	-4,04	3,60
800—600	0,72	0,97	-1,27	0,07	-1,98	2,93
p_3 —800	0,60	0,29	-0,30	-0,01	1,23	-0,61
p_3 —200	2,60	3,30	-3,57	0,75	-5,61	7,73
Стадия максимального развития						
400—200	0,28	0,98	-1,23	0,47	-3,11	3,17
600—400	0,14	3,07	-2,41	0,12	-3,25	2,61
800—600	0,23	0,87	-0,64	0,01	-0,84	0,83
p_3 —800	0,21	0,59	-0,49	0,03	0,77	-0,69
p_3 —200	0,86	5,51	-4,77	0,63	-6,43	5,92
Стадия заполнения						
400—200	-5,60	-1,72	1,83	0,06	-1,36	-4,41
600—400	-1,69	-0,27	0,46	0,06	-0,03	-1,91
800—600	-0,95	0,32	-0,37	0,01	0,52	-1,43
p_3 —800	-0,53	0,54	-0,84	-0,01	2,27	-2,49
p_3 —200	-8,77	-1,13	1,08	0,12	1,40	-10,24
Средние значения без учета стадии развития						
400—200	-0,55	-1,13	0,91	0,33	-1,27	0,61
600—400	-0,13	1,29	-1,34	0,14	-2,33	2,11
800—600	0,11	0,92	-0,82	0,04	-0,87	0,84
p_3 —800	0,10	0,51	-0,52	0,01	1,31	-1,21
p_3 —200	-0,47	1,59	-1,77	0,52	-3,16	2,35

Следует отметить, что в отдельных циклонах как подвижных, так и мало-подвижных из-за большого разнообразия условий их возникновения и эволюции, рассмотренные характеристики отличаются от представленных в табл. 1—2 в 2—3 раза.

В предыдущих исследованиях автора [3—5] были подробно рассмотрены механизмы горизонтальной и вертикальной адвекции и генерации кинетической энергии за счет работы силы горизонтального барического градиента и нелинейных взаимодействий движений различных масштабов, формирующих баланс полной кинетической энергии в циклонических образованиях различной интенсивности.

Таблица 4

Осредненные по площади малоподвижных циклонов значения компонентов баланса вихревой кинетической энергии (Bm/m^2) по слоям

Слой, $z/Па$	K_1^*	K_2^*	K_3^*	K_4^*	K_5^*	K_6^*
Начальная стадия						
400—200	0,88	-0,03	0,48	0,18	-2,21	2,46
600—400	0,27	-0,27	-0,02	0,14	-2,39	2,81
800—600	0,18	0,19	-0,23	0,04	-0,27	0,45
p_3 —800	0,11	0,06	-0,10	0,02	1,93	-1,80
p_3 —200	1,44	-0,05	0,13	0,38	-2,94	3,92
Стадия молодого циклона						
400—200	0,49	-0,60	0,18	0,35	-0,64	1,20
600—400	0,02	-0,29	0,10	0,25	-2,32	2,28
800—600	0,28	0,53	-0,21	0,02	-0,71	0,65
p_3 —800	0,30	0,68	-0,07	0,00	0,55	-0,86
p_3 —200	1,09	0,32	0,00	0,62	-3,12	3,27
Стадия максимального развития						
400—200	0,12	-0,47	0,16	0,29	-1,19	1,33
600—400	0,02	0,94	-1,02	0,11	-0,07	0,06
800—600	0,09	0,35	-0,44	0,13	-1,04	1,09
p_3 —800	0,07	0,28	-0,17	0,03	0,68	-0,75
p_3 —200	0,30	1,10	-1,47	0,56	-1,62	1,73
Стадия заполнения						
400—200	-2,94	-0,17	0,04	0,02	-0,12	-2,71
600—400	-0,49	-0,23	0,08	0,06	0,39	-0,79
800—600	-0,42	-0,37	0,06	0,05	0,97	-1,13
p_3 —800	-0,23	0,00	-0,15	-0,01	1,03	-1,10
p_3 —200	-4,08	-0,77	0,03	0,12	2,27	-5,73
Средние значения без учета стадии развития						
400—200	-0,36	-0,32	0,22	0,21	-1,04	0,57
600—400	-0,04	0,04	-0,22	0,14	-1,10	1,10
800—600	0,03	0,18	-0,20	0,06	-0,26	0,25
p_3 —800	0,06	0,26	-0,12	0,01	1,05	-1,14
p_3 —200	-0,31	0,16	-0,32	0,42	-1,35	0,78

Сравнение полученных в этих работах данных с данными табл. 3—4 показало, что результаты действия рассмотренных механизмов во многом схожи и различаются, главным образом, степенью их интенсивности. Исходя из этого, остановимся лишь на анализе одного из внутренних источников вихревой кинетической энергии, отсутствующего в уравнении баланса полной кинети-

ческой энергии, количественным выражением которого служит третье слагаемое правой части уравнения (3)

$$K_4^* = -\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(u^* \tau^* \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} + v^* \tau^* \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \right) dp,$$

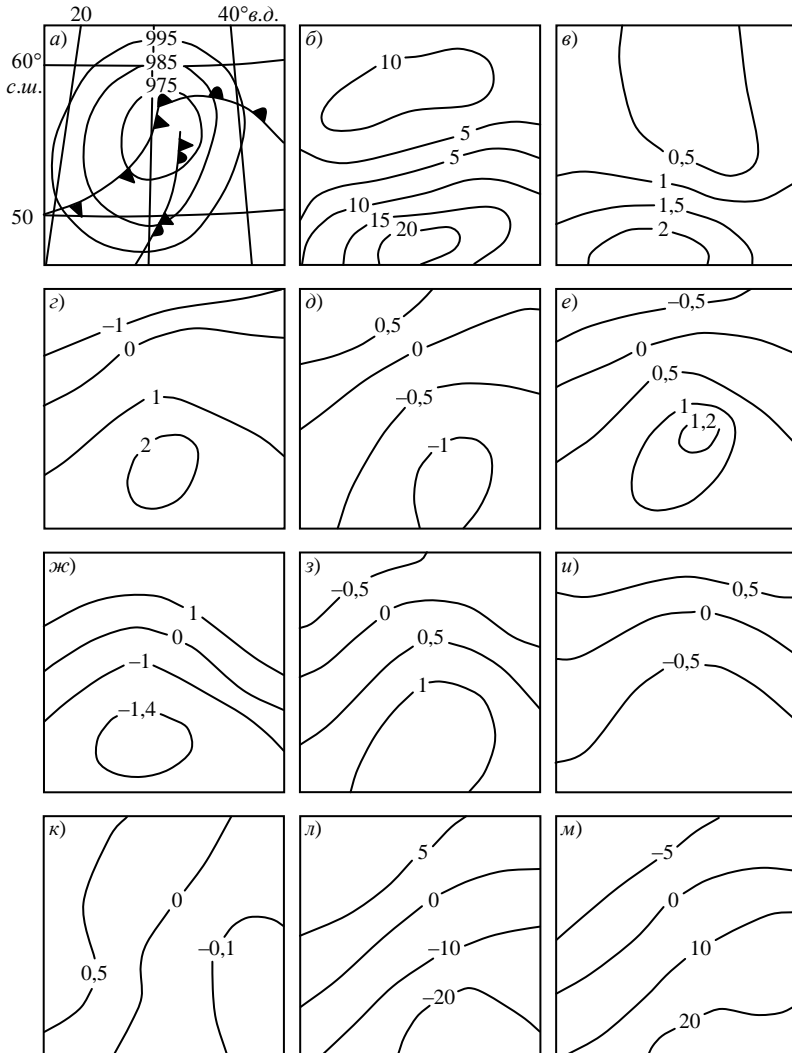
а его действие обеспечивается механизмом перехода основного потока в вихревой. Как следует из данных табл. 3—4, на всех стадиях эволюции рассматриваемых синоптических вихрей происходит процесс передачи энергии движения от крупномасштабного потока циклонам. Наибольшая интенсивность этой передачи отмечается в слое 400—200 гПа. Следовательно, механизм бароклинной неустойчивости непрерывно стратифицированного воздушного потока, обеспечивающий на стадиях углубления циклонов в свободной атмосфере переход доступной потенциальной энергии горизонтальных контрастов температуры в вихревую кинетическую энергию (K_6^*), способствует также передаче кинетической энергии основного течения циклоническим возмущениям (K_4^*). На заключительной стадии эволюции синоптических вихрей отрицательная работа в поле соленидов заполняющихся циклонов приводит к потере вихревой кинетической энергии (K_6^*), притом что поток энергии от осредненного течения к возмущениям своего направления не меняет. Следует отметить, что наибольшие расхождения полученных нами результатов с опубликованными исследованиями составляющих баланса вихревой кинетической энергии связаны с K_4^* . Так, в работах [1, 16), где изучен баланс трех циклонических образований различной интенсивности, величина K_4^* является преимущественно отрицательной, т.е. в данных синоптических вихрях преобладает передача вихревой кинетической энергии от возмущений к течению более крупного масштаба. Авторы статьи [13], обобщив результаты расчетов составляющих баланса вихревой кинетической энергии девяти циклонов, получили $K_4^* = -0,37$. В рассмотренных нами случаях отдельные образования в некоторых слоях также отдают вихревую кинетическую энергию основному потоку, однако средние оценки слагаемого K_4^* в циклонах обоих типов соответствуют передаче кинетической энергии основного течения возмущениям (табл. 3—4). В связи с тем, что в стационарном турбулентном потоке кинетическая энергия основного движения непрерывно переходит в кинетическую энергию флуктуации, сделанные нами выводы относительно механизма перехода основного потока в вихревой являются более убедительными, чем результаты перечисленных выше работ.

Для дополнения средней картины распределения запасов вихревой кинетической энергии в циклонах рассмотрим пространственное распределение запасов вихревой кинетической энергии и составляющих ее баланса в интенсивном западном циклоне на стадии максимального развития (рисунок).

Исследуемый циклон сформировался 28 ноября 1988 г. над Северным морем у берегов Норвегии на волне полярного фронта. Спустя 12 ч произошло его углубление в результате вхождения в систему арктического фронта. Затем, перемещаясь на восток-юго-восток со скоростью 55 км/ч, он достиг стадии максимального развития в районе Минска (рисунок а). Минимальное давление в его центре 30 ноября в 0 ч было 970,4 гПа, причем за предшествующие сутки оно понизилось на 14 гПа, что превышает среднюю величину (10 гПа/сут) для циклонов данной выборки. В дальнейшем циклон начал медленно заполняться и 3 декабря 1988 г. прекратил свое существование над Ханты-Мансийским автономным округом.

Основные запасы вихревой кинетической энергии (до $23 \cdot 10^5$ Дж/м²) сосредоточены на южной периферии циклона (рисунок б) и связаны с проходящим здесь струйным течением полярного фронта. Вторичный максимум вихревой кинетической энергии (до $12 \cdot 10^5$ Дж/м²) обусловлен влиянием струйного течения арктического фронта (см. рисунок). В области наибольших запасов вихревой кинетической энергии наблюдаются максимальные положительные локальные (K_1^*) изменения (до 21 Вт/м², рисунок в), обусловленные большой скоростью перемещения циклонического вихря (55 км/ч) и, следовательно, очага максимальных запасов вихревой кинетической энергии, пришедшего на смену сравнительно небольшим (до $11 \cdot 10^5$ Дж/м²) значениям вихревой кинетической энергии. В результате преобладающей в нижней половине тропосферы (слой p_3 —600, рисунок з) конвергенции скорости, связанной с фронтами, происходит приток вихревой кинетической энергии через боковые границы циклона, наиболее значительный в районе фронта окклюзии. В передней и тыловой частях циклонического образования, вследствие дивергенции скорости (K_2^*), преобладает отток вихревой кинетической энергии по горизонтали из его области (рисунок е). В верхней части тропосферы имеет место обратный процесс: приток вихревой кинетической энергии в передней и тыловых частях рассматриваемого вихря и ее отток на остальной территории (см. рисунок д). Сравнение притоков вихревой кинетической энергии по горизонтали и вертикали в нижней и верхней тропосфере свидетельствует о том, что с высотой интенсивность адвективного энергообмена возрастает. Однако эта особенность на рисунке не просматривается из-за того, что, например, величина K_2^* , достигающая в слое 600—200 гПа в районе фронта окклюзии -12 Вт/м², определяется как сумма значений этой величины в слоях 600—400 и 400—200 гПа — $(78 + (-90))$ Вт/м². Следовательно, в слое 600—400 гПа в районе фронтов все еще наблюдается приток вихревой кинетической энергии через боковые границы, который сменяется более интенсивным оттоком в слое 400—200 гПа, определяющим направление переноса вихревой кинетической энергии по горизонтали в слое 600—200 гПа. Аналогичная ситуация в слое 600—200 гПа наблюдается и для вертикальных потоков (K_3^* , рисунки ж, з, и). Все это указывает на необходи-

мость рассмотрения подобных процессов не только отдельно для нижней и верхней тропосферы, но и в более тонких слоях.



Поля приземного давления p_s , гПа (а), вихревой кинетической энергии K^* , 10^5 Дж/м^2 (б) и составляющих ее баланса (10^1 Вт/м^2 , в-м) 30 ноября 1998 г. в 0 ч МСВ на стадии максимального развития циклона в слое $p_3=200$ гПа (б, в, е, и, к, л, м), для горизонтального и вертикального энергообмена в слоях $p_3=600$ (г, ж), 600—200 гПа (д, з): K_1^* (в), K_2^* (г, д, е), K_3^* (ж, з, и), K_4^* (к), K_5^* (л), K_6^* (м).

Распределение составляющей баланса K_4^* (рисунок *к*) объясняется соответствующим знаком вертикальных движений: в тылу они нисходящие, поэтому обуславливают приток вихревой кинетической энергии через верхнюю границу столба атмосферы, а во фронтальной зоне — восходящие, что приводит к выносу вихревой кинетической энергии за пределы циклонического образования (рисунок). Таким образом, здесь идет процесс передачи энергии вихря окружающему пространству, а нисходящими движениями в тылу циклона происходит «засасывание» вихревой кинетической энергии от основного потока, т.е. энергия циклона пополняется за счет среднего движения. До тех пор, пока происходит такое взаимообогащение энергией крупномасштабного потока и циклона, последний будет развиваться и сохранять свою интенсивность. Как только этот процесс нарушается, интенсивность циклона начинает идти на убыль, и он заполняется.

В столбе воздуха, охватывающего весь теплый сектор, вихревая кинетическая энергия расходуется на поддержание противогradientных течений (K_5^*), обеспечивающих углубление циклона (рисунок *л*). В передней и тыловой частях рассматриваемого вихря, благодаря опусканию и растеканию сравнительно однородной по температуре массы воздуха практически во всех слоях, происходит генерация вихревой кинетической энергии, скорость которой достигает 50 Вт/м^2 (рисунок). Циркуляция в положительном направлении соленоидов теплого сектора производит работу и, следовательно, приводит к росту вихревой кинетической энергии за счет доступной потенциальной энергии, представленной соленоидами фронтальной зоны. Скорость этого роста достигает 207 Вт/м^2 . В передней и тыловой частях рассматриваемого вихря (рисунок *м*) происходит уменьшение вихревой кинетической энергии, потому что, несмотря на преобладание здесь нисходящих вертикальных движений, величина остаточного слагаемого K_6^* определяется отрицательной работой в поле соленоидов холодного воздуха, производимой в результате слабых восходящих движений в слое $400\text{—}200 \text{ гПа}$ на фоне запасов вихревой кинетической энергии, величина которых больше, чем в слое $p_3\text{—}400 \text{ гПа}$.

Рассмотренная картина перераспределения и преобразования вихревой кинетической энергии является типичной как для подвижных, так и для малоподвижных циклонических образований. Некоторые отклонения от этой схемы могут быть связаны с различиями в начальных условиях формирования циклонических вихрей, скорости их перемещения, а также характере и интенсивности происходящих в них термодинамических процессов.

Таким образом, исследование запасов вихревой кинетической энергии и ее баланса в циклонах умеренных широт позволяет определить степень возмущенности атмосферных процессов, управляющих развитием циклонических вихрей, а также выявить характер взаимодействия между основным потоком и циклоническими образованиями.

Литература

1. Домрачева И.П., Егорова Е.А., Капитанова Т.П. Энергетика интенсивного южного циклона. Труды ЦАО. 1991. Вып. 178. С. 112—124.
2. Калинин Н.А. Пространственно-временное распределение вихревой кинетической энергии и составляющих ее баланса в циклонах умеренных широт. Вестник Пермского университета. Вып. 4. География. Пермь. 1994. С. 112—125.
3. Калинин Н.А. Исследование энергетики циклонов умеренных широт. Метеорология и гидрология. 1994. № 5. С. 55—67.
4. Калинин Н.А. Исследование генерации кинетической энергии циклонов умеренных широт. Метеорология и гидрология. 1995. № 2. С. 26—35.
5. Калинин Н.А. Исследование доступной потенциальной энергии циклонов умеренных широт. Метеорология и гидрология. 1997. № 1. С. 37—49.
6. Капитанова Т.П., Сергеев Б.Н. Энергетические характеристики циклонов умеренных широт. Обзор. Обнинск. ВНИИГМИ-МЦД. 1988. 45 с.
7. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы: Пер. с англ. / Под ред. С.С. Зилитинкевича. Л.: Гидрометеиздат. 1970. 260 с.
8. Морозова М.И., Петросьянц М.А., Чернышева О.Н. О кинетической, внутренней и потенциальной энергии в процессе эволюции циклона. В сб.: Использование эмпирических функций влияния для прогноза метеорологических полей. Ташкент. ФАН. 1970. С. 53—71.
9. Пинус Н.З., Коган З.Н. О бюджете кинетической энергии циклонических образований. Метеорология и гидрология. 1976. № 9. С. 3—15.
10. Brennan F.E. and Vincent G.L. Zonal and eddy components of the synoptic scale energy budget during intensification of hurricane Carmen (1974). Mon. Wea. Rev. 1980. Vol. 108. No. 6. PP. 954—965.
11. Dare P.M. and Smith P.J. A comparison of observed and model energy balance for an extratropical cyclone system. Mon. Wea. Rev. 1984. Vol. 12. No. 7. PP. 1289—1308.
12. Kung E.C. Energy sources in middle-latitude synoptic-scale disturbances. J. Atmos. Sci. 1977. Vol. 34. No. 9. PP. 1352—1365.
13. Kung E.C and Tsui T.L. Subsynoptic-scale kinetic energy balance in the storm area. J. Atmos. Sci. 1975. Vol. 32. No. 4. PP. 729—740.
14. Plumb R.A. A new look at the energy cycle. J. Atmos. Sci. 1983. Vol. 40. No. 6. PP. 1669—1688.
15. Robertson F.R. and Smith P.J. The kinetic energy budget of two severe storm producing extratropical cyclones. Mon. Wea. Rev. 1980. Vol. 108. No. 2. PP. 127—143.
16. Robertson F.R. and Smith P.J. The impact to model moist processes of the energetic extratropical cyclones. Mon. Wea. Rev. 1983. Vol. 111. No. 4. PP. 723—744.
17. Smit P.J. and Dare P.M. The kinetic and available potential energy budget of a winter extratropical cyclone system. Tellus. 1986. Vol. 38A. No. 1. PP. 49—59.

1.4. Трансформация и приток кинетической энергии в циклонах вследствие вихревой турбулентности*

За последние тридцать лет в исследовании энергетического режима атмосферных синоптических вихрей достигнуты определенные успехи [2, 6—8,

* См. Метеорология и гидрология. 1999. № 12 (совместно с Е.М. Связовым).

14, 15]. Следует отметить, во-первых, углубленное изучение баланса кинетической энергии, надежные статистические оценки ее притоков, во-вторых, наметившуюся тенденцию к описанию и параметризации широкого круга физических механизмов, обуславливающих формирование атмосферной циркуляции. К таким механизмам относятся: фазовые переходы влаги, радиационный и турбулентный энергообмен. Однако в отечественных работах и в большинстве зарубежных исследований сделаны лишь косвенные оценки мощности источников кинетической энергии в циклонах, обусловленных турбулентным перемешиванием. Мощность этих источников определяется по остаточному слагаемому уравнения баланса кинетической энергии, который по вкладу не уступает, а в некоторых случаях и превосходит другие составляющие баланса. Несмотря на то, что ошибки, которые содержатся в остаточном слагаемом, могут быть оценены, и, как показали наши исследования [5], для кинетической энергии их относительная величина не превышает в среднем 15%, в полной мере интерпретировать остаточное слагаемое довольно затруднительно, так как оно характеризует два принципиально различных процесса: приток кинетической энергии, обусловленный турбулентным обменом, и трансформацию кинетической энергии во внутреннюю (тепло).

В данной работе проведено исследование изменений кинетической энергии, обусловленных турбулентным обменом, на примере интенсивного западного циклона, наблюдавшегося 29 ноября — 3 декабря 1988 г. над Европой. В качестве исходного материала использовались данные сетевого температурно-ветрового зондирования за 0 и 12 ч международного согласованного времени (МСВ), представленные ВНИИГМИ-МЦД (г. Обнинск) и САРВИЦ (г. Ташкент), а также синоптические карты.

Прежде чем перейти к количественному рассмотрению процессов турбулентности, необходимо подчеркнуть следующее. Атмосферную турбулентность, влияющую на интенсивность энергообмена в циклонах, можно разделить на два класса: мелкомасштабную турбулентность, горизонтальный масштаб которой имеет порядок метров, и вихревую (среднемасштабную) турбулентность, горизонтальный масштаб которой от 100 км (движения мезомасштаба β) до 1000 км (движения мезомасштаба α) [1, 12]. Если для расчета параметров энергетики используются данные аэрологического зондирования атмосферы, то мелкомасштабные пульсации уже отфильтрованы, так что остается только вклад вихревой турбулентности [3]. Таким образом, выражение, с помощью которого можно характеризовать действие процессов вихревой турбулентности при исследовании баланса средней кинетической энергии горизонтальных движений в циклонах, записанное в изобарической системе координат для единицы массы, будет иметь следующий вид [1, 3]:

$$\left(\frac{\partial \bar{K}}{\partial t}\right)_T = - \underbrace{\left(\frac{\partial \bar{K}'u'}{\partial x} + \frac{\partial \bar{K}'v'}{\partial y}\right)}_{K_1} - \underbrace{\frac{\partial \bar{K}'\tau'}{\partial p}}_{K_2} +$$

$$\begin{aligned}
& + \underbrace{\overline{u'u'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \overline{v'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \overline{u'v'} \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right)}_{K_3} + \\
& \quad + \underbrace{\overline{u'\tau'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} + \overline{v'\tau'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial p}}_{K_4}, \tag{1}
\end{aligned}$$

где $K = (u^2 + v^2)/2$ — удельная кинетическая энергия горизонтальных движений, Дж/кг; u и v — горизонтальные составляющие скорости ветра, м/с; p — давление, гПа.

Черта сверху означает осреднение, а штрих — отклонение от среднего. Под средними значениями будем понимать средние по площади полигонов, представляющих собой четырехугольники с пятью станциями каждый (одна в центре, а четыре по углам полигона) [4]. При этом отклонение от среднего характеризует вихревой поток. Первые два слагаемых правой части выражения (1) характеризуют приток \bar{K} вследствие горизонтального (K_1) и вертикального (K_2) вихревого турбулентного перемешивания, следующие три слагаемых определяют генерацию (диссипацию) средней кинетической энергии, обусловленную горизонтальными вихревыми турбулентными пульсациями (K_3), последние два слагаемых описывают генерацию (диссипацию) \bar{K} вследствие вихревого турбулентного обмена по вертикали (K_4).

Исследуемый циклон сформировался 28 ноября 1988 г. над Северным морем, у берегов Норвегии, на волне полярного фронта. Спустя 12 ч произошло его углубление в результате вхождения в систему арктического фронта. Затем, перемещаясь на восток-юго-восток со скоростью 55 км/ч, он достиг стадии максимального развития в районе Минска (см. ниже рисунок а). Минимальное давление в его центре 30 ноября в 0 ч было 970,4 гПа. В дальнейшем циклон начал медленно заполняться и 3 декабря 1988 г. прекратил свое существование над Ханты-Мансийским автономным округом.

На первом этапе расчетов был определен массив значений u , v , K на аэрологических станциях, находящихся не только в пределах площади циклона, определяемой по последней замкнутой изобаре на приземных синоптических картах, но и на ближайшем удалении от этой изобары вне площади рассматриваемого вихря. На втором этапе рассчитывался массив средних значений \bar{u} , \bar{v} , $\bar{\tau}$, \bar{K} по полигонам, включающим по 5 станций каждый (одна в центре, а четыре по углам полигона) [4]. Выделенные полигоны полностью закрывают площадь циклона. Причем они частично перекрываются, в результате чего исключаются локальные вариации и более полно выделяются крупномасштабные особенности в распределении исследуемых характеристик. На третьем этапе вычислялись отклонения u' , v' , τ' , K' на аэрологических станциях по каждому полигону. На четвертом этапе находились произведения $u'u'$, $u'v'$, $u'\tau'$, $v'v'$, $v'\tau'$, $K'u'$, $K'v'$, $K'\tau'$, на пятом — средние значения этих про-

изведений с использованием данных ближайших пяти станций $\overline{u'u'}, \overline{u'v'}, \overline{u'\tau'}, \overline{v'v'}, \overline{v'\tau'}, \overline{K'u'}, \overline{K'v'}, \overline{K'\tau'}$. На заключительном, шестом, этапе рассчитывались вихревые параметры выражения (1). Все элементы (1) вычислялись для слоев равной массы толщиной $\Delta p = 50 \text{ гПа}$ в столбе атмосферы от поверхности земли до $p = 100 \text{ гПа}$ и были отнесены к единице площади. Предварительно на поверхностях, кратных 50 гПа , производилось восстановление исходных аэрологических данных сплайн-интерполяцией. Данные, полученные таким образом, как показали наши исследования [6], заметно точнее, чем при использовании линейной интерполяции, наиболее часто применяемой при изучении энергетики циклонов умеренных широт.

Расчет производных в выражении (1) производился с использованием нерегулярной сетки. При проведении подобных (не прогностических) исследований применение нерегулярной сетки позволяет избежать ошибок двухмерной интерполяции в узлы регулярной сетки, а используемая исходная информация меньше искажается [1, 5].

Вертикальную скорость найдем из уравнения неразрывности, записанного в изобарической системе координат,

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \tau}{\partial p} = 0. \quad (2)$$

Для уравнения (2) поставим два граничных условия по высоте:

$$\tau_s = 0 \quad \text{при} \quad p = p_s, \quad (3)$$

$$\tau = 0 \quad \text{при} \quad p = 100 \text{ гПа}, \quad (4)$$

где τ_s и p_s — соответственно τ и p на уровне земли.

Проведенный в [9] анализ изменений с высотой вертикальной скорости, рассчитанной по методике Н.И. Булеева и Г.И. Марчука, показал, что условие (4) может быть принято с удовлетворительной для вычисления τ точностью. В отношении краевого условия (3) необходимо отметить следующее. В [11] было показано, что с использованием граничного условия (3) рассчитывать вертикальные движения по данным аэрологического зондирования в умеренных широтах нельзя, потому что ошибка расчета дивергенции сравнима с самой дивергенцией. Поэтому τ на уровне земли необходимо определять из выражения

$$\tau_s = \frac{dp_s}{dt} = \frac{\partial p_s}{\partial t} + u_s \frac{\partial p_s}{\partial x} + v_s \frac{\partial p_s}{\partial y},$$

так как при $z = 0$ $w_s = 0$. Здесь w_s, u_s, v_s — соответственно вертикальная и горизонтальные составляющие скорости ветра на уровне земли. Исключение составляют лишь области, включающие фронтальные разделы, и отдельные глубокие циклоны и антициклоны. Для обоснования использования при вычислении τ граничного условия (3) были произведены расчеты τ на уровне земли и на поверхности 900 гПа в 112 циклонах, находящихся на разных ста-

дях эволюции, в различные сезоны года умеренных широт Евразии. Среднее значение τ на уровне земли оказалось равным $-6,2 \text{ зПа}/12 \text{ ч}$, а на поверхности 900 зПа $-41,3 \text{ зПа}/12 \text{ ч}$. Таким образом, значение τ на поверхности 900 зПа в $6,7$ раза больше τ_s . Поэтому с достаточной для вычисления τ точностью (погрешность 15%) можно принять условие (3).

Удовлетворить условиям (3)—(4) можно лишь, если

$$\int_{p_s}^p D_c dp = 0.$$

Здесь D_c — скорректированная дивергенция, которая, согласно методике Т.Н. Krischnamurty [13], определяется следующим образом:

$$D_c = D_u + \varepsilon |D_u|,$$

где D_u — нескорректированная (рассчитанная по исходным данным о ветре) дивергенция,

$$\varepsilon = - \frac{\int_{p_s}^p D_u dp}{\int_{p_s}^p |D_u| dp}.$$

Аналог вертикальной скорости на изобарической поверхности вычисляется по формуле

$$\tau(p_i) = \int_{p_s}^{p_i} D_c dp.$$

Для анализа общей характеристики влияния процессов вихревой турбулентности на интенсивность притока средней кинетической энергии, а также ее трансформации в исследуемом циклоне составляющие выражения (1) осреднялись по всей его площади методом взвешенного среднего. Наклон оси циклона учитывался согласно методике, изложенной в [4].

Результаты расчетов, обобщенные для слоев толщиной 150 зПа , представлены в таблице. Полученные данные подтверждают известный факт: в результате эволюции синоптического вихря от начальной стадии до стадии максимального развития интенсивность энергообмена в нем возрастает. В дальнейшем, по мере баротропизации циклона, его энергоактивность по сравнению с энергоактивностью на предыдущих стадиях заметно снижается [6—8, 14, 15]. Из данных таблицы видно, что вихревая горизонтальная турбулентность на первых трех стадиях развития циклона способствует притоку \bar{K} в его область, наиболее интенсивному в средней и нижней тропосфере. На стадии заполнения рассматриваемый процесс в целом приводит к выносу \bar{K} через боковые границы синоптического вихря, несмотря на то, что в нижней тропосфере сохраняется приток кинетической энергии к циклону. Анало-

гичным образом (но с обратным знаком) изменяется вихревая турбулентность по вертикали. Причем соотношение и порядок величин, отражающих

Осредненные по площади циклона значения вихревых компонентов уравнения баланса средней кинетической энергии ($Bт/м^2$) по слоям

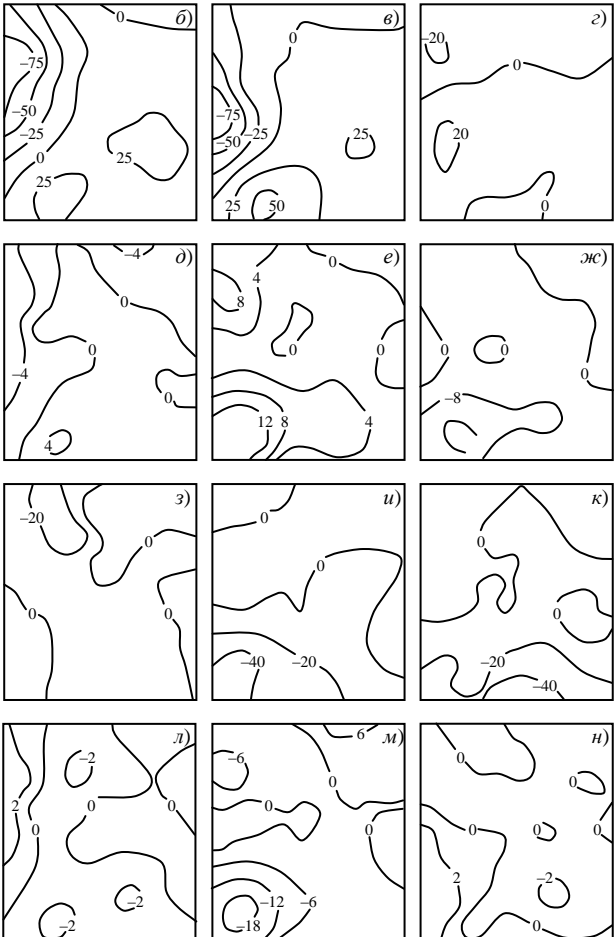
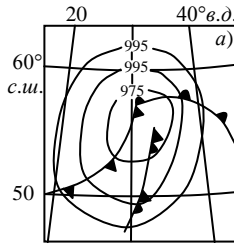
Слой, гПа	K_1	K_2	K_3	K_4
Начальная стадия				
250—100	-0,18	-0,52	-0,37	-0,11
400—250	-0,27	-0,47	-0,29	-0,07
550—400	1,04	-0,24	-0,44	-0,01
700—550	1,18	0,11	-1,15	-0,24
850—700	0,92	0,27	-0,79	-0,11
p_3 —850	0,74	0,14	-0,64	-0,09
p_3 —100	3,43	-0,71	-3,68	-0,63
Стадия молодого циклона				
250—100	-0,06	-0,80	-0,29	-0,29
400—250	1,32	-0,72	0,07	-0,36
550—400	2,92	-0,43	-0,17	-0,35
700—550	2,23	-0,28	-1,09	-0,04
850—700	1,78	0,32	-1,53	-0,17
p_3 —850	1,14	0,20	-0,89	-0,14
p_3 —100	9,33	-1,71	-3,90	-1,35
Стадия максимального развития				
250—100	1,03	-1,09	-1,82	0,06
400—250	0,17	-1,96	-1,42	-0,11
550—400	1,02	-0,44	-3,20	-0,85
700—550	3,51	-0,41	-1,45	-1,54
850—700	3,60	0,23	-1,63	-0,40
p_3 —850	1,40	-0,23	-2,11	-0,02
p_3 —100	10,73	-3,90	-11,63	-2,86
Стадия заполнения				
250—100	-0,29	-1,16	0,87	-0,14
400—250	-0,48	0,62	1,81	-0,60
550—400	-0,80	-0,13	0,70	0,18
700—550	-0,97	0,54	-1,15	-0,09
850—700	1,04	0,22	-1,54	-0,06
p_3 —850	0,07	-0,01	-0,70	-0,05
p_3 —100	-1,43	0,08	-0,01	-0,76
Средние значения без учета стадии развития				
250—100	0,12	-0,89	-0,40	-0,12
400—250	0,18	-0,63	0,04	-0,28
550—400	1,05	-0,31	-0,78	-0,26
700—550	1,49	-0,01	-1,21	-0,48
850—700	1,84	0,26	-1,37	-0,18
p_3 —850	0,84	0,02	-1,08	-0,08
p_3 —100	5,52	-1,56	-4,80	-1,40

действие процессов горизонтальной и вертикальной вихревой турбулентности, находятся в полном соответствии со значениями компонентов уравнения баланса кинетической энергии, представляющих дивергенцию конвективных потоков \bar{K} по горизонтали и вертикали [6—8, 14, 15]. Это вполне закономерно, так как согласно гипотезе полуэмпирической теории турбулентности рассматриваемые вихревые потоки суть линейные функции градиентов соответствующих осредненных полей [1, 10].

На всех стадиях развития циклона вихревая турбулентность в целом приводит к диссипации кинетической энергии в тепло. Наибольший вклад (до 80%) в этот процесс вносит вихревой турбулентный обмен по горизонтали. Несмотря на то, что на основании общих физических представлений о природе турбулентности в земной атмосфере количественное соотношение между вихревой горизонтальной и вертикальной вязкостью является известным [3], эмпирическое доказательство этого обстоятельства при исследовании баланса кинетической энергии циклонических образований получено нами впервые. На стадии заполнения циклона в слое 550—100 гПа диссипация средней кинетической энергии сменяется ее генерацией, означающей передачу энергии от движения мелких масштабов к движениям более крупных масштабов. В этом случае говорят о движениях с отрицательной вязкостью [1, 10]. Таким образом, рассматриваемый синоптический вихрь на стадии заполнения питает среднюю зональную циркуляцию кинетической энергией. Эта идея вместе с представлением о том, что синоптические вихри образуются вследствие бароклинной неустойчивости средней зональной циркуляции (питаемая ее потенциальной энергией), и лежит в основе современного понимания общей циркуляции атмосферы [10, 12].

Диссипация средней кинетической энергии перекрывает ее приток вследствие процесса вихревой турбулентности, так что в целом в циклоне в процессе его эволюции происходит уменьшение \bar{K} со скоростью $2,24 \text{ Bm/m}^2$.

Для иллюстрации результатов пространственного распределения характеристик, отражающих действие процессов вихревой турбулентности в исследуемом циклоне, нами выбрана стадия его максимального развития (рисунок). Наибольший приток средней кинетической энергии вследствие турбулентной вязкости по горизонтали отмечается в теплом секторе циклона. При этом самый интенсивный приток \bar{K} ($51,9 \text{ Bm/m}^2$) наблюдается в слое 700—400 гПа (рисунок в). Существование таких интенсивных притоков в этих слоях тропосферы можно объяснить конвергенцией скорости, связанной с фронтом окклюзии. В слое 400—100 гПа, где влияние фронта окклюзии уже не прослеживается, приток \bar{K} ослабевает, а в южной части циклона даже сменяется ее оттоком (рисунок з). Интенсивные нисходящие движения в тылу циклона приводят к оттоку \bar{K} через его боковые границы. Наибольший отток (до $-88,6 \text{ Bm/m}^2$) отмечается в средней тропосфере, где $\tau = 280 \text{ гПа/12 ч}$ (рисунок е). В слое 400—100 гПа отток \bar{K} заметно уменьшается, а вследствие



Распределение приземного давления p_3 (гПа, *a*), притока кинетической энергии (Bm/m^2 , *б—ж*) и ее трансформации (Bm/m^2 , *з—н*) за счет горизонтального (*б, в, з, з, и, к*) и вертикального (*д, е, ж, л, м, н*) вихревого турбулентного перемешивания на стадии максимального развития циклона в слоях $p_3=700$ (*б, д, з, л*), $700-400$ (*в, е, и, м*) и $400-100$ гПа (*з, ж, к, н*).

смены знака τ на юго-западной периферии синоптического вихря происходит приток \bar{K} в его область со скоростью $22,5 \text{ Вм/м}^2$ (рисунок *з*).

Вихревая турбулентность по вертикали в районе фронта окклюзии, в слое p_3 —400 гПа, также способствует притоку средней кинетической энергии в область рассматриваемого циклона (рисунок *д*, *е*), однако восходящие движения, наибольшая (до -40 гПа/12 ч) интенсивность которых отмечается на изобарической поверхности 400 гПа, способствуют выносу \bar{K} из циклонического вихря через его верхнюю границу (рисунок *ж*). В тылу циклона в нижней и верхней тропосфере вследствие вертикальной вихревой турбулентности приток \bar{K} близок к нулю (рисунок *д*, *ж*). Однако в средней тропосфере в результате вертикального вихревого турбулентного обмена за холодным фронтом происходит приток средней кинетической энергии в область циклона со скоростью $9,3 \text{ Вм/м}^2$ (рисунок *е*), частично компенсирующий ее отток через боковые границы столба атмосферы.

Распределение составляющих K_3 (рисунок *з*, *и*, *к*) и K_4 (рисунок *л*, *м*, *н*) выражения (1) свидетельствует о том, что под действием процесса вихревого турбулентного обмена происходит превращение кинетической энергии упорядоченного воздушного течения во внутреннюю энергию (тепло). Наибольшая скорость такой трансформации отмечается в слое 700—400 гПа, где достигает $-44,2 \text{ Вм/м}^2$ (вследствие горизонтальной вихревой турбулентности) и $-19,8 \text{ Вм/м}^2$ (вследствие вертикальной вихревой турбулентности) (рисунок *и*, *м*). Области положительных значений K_3 и K_4 расположены непосредственно за холодным фронтом и в передней части циклона, что объясняется соответствующим знаком вертикальных движений: в передней и тыловой частях рассматриваемого вихря, благодаря опусканию и растеканию сравнительно однородной по температуре массы воздуха практически во всех слоях, происходит генерация \bar{K} , скорость которой в слое 700—400 гПа достигает $6,7 \text{ Вм/м}^2$ (рисунок *м*).

Таким образом, предложенная методика эмпирического моделирования процессов вихревой турбулентности позволяет изучить источники кинетической энергии в циклонах, обусловленные турбулентным обменом.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 98-05-65462).

Литература

1. Белов П.Н., Борисенков Е.П., Панин Б.Д. Численные методы прогноза погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1989. 376 с.
2. Вакалок Ю.В., Никитин А.Е. Современное состояние исследований энергетики атмосферы. Обзор. Обнинск. ВНИИГМИ-МЦД. 1983. 52 с.
3. Ван Мигем Ж. Энергетика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. 1977. 327 с.
4. Калинин Н.А. Исследование доступной потенциальной энергии циклонов умеренных широт. Метеорология и гидрология. 1997. № 1. С. 37—49.

5. Калинин Н.А. Исследование энергетики циклонов умеренных широт. Метеорология и гидрология. 1994. № 5. С. 55—67.
6. Калинин Н.А. Энергетика циклонов умеренных широт. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. докт. геогр. наук. М. МГУ. 1997. 220 с.
7. Капитанова Т.П., Сергеев Б.Н. Энергетические характеристики циклонов умеренных широт. Обзор. Обнинск. ВНИИГМИ-МЦД. 1988. 45 с.
8. Лагун В.Е. Диагностические исследования синоптической вихревой энергетики атмосферы: обзор. В сб.: Исследования вихревой динамики и энергетики атмосферы и проблема климата. Л.: Гидрометеоздат. 1990. С. 60—85.
9. Лутфулин И.З. Новые методы предвычисления метеорологических полей. Л.: Гидрометеоздат. 1966. 262 с.
10. Монин А.С. Введение в теорию климата. Л.: Гидрометеоздат. 1982. 245 с.
11. Фалькович А.И. Динамика и энергетика внутритропической зоны конвергенции. Л.: Гидрометеоздат. 1979. 246 с.
12. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. Л.: Гидрометеоздат. 1985. 264 с.
13. Krischnamurty T.N. Work book on numerical weather prediction for the tropics for the raining of class 1 and class 2 meteorological personnel. WMO. 1979. 355 p.
14. Kung E.C. Energy sources in middle-latitude synoptic-scale disturbances. J. Atmos. Sci. 1977. Vol. 34. No. 9. PP. 1352—1365.
15. Smith P.J. The energetics extratropical cyclones. Rev. Geophys. and Space Phys. 1980. Vol. 18. No. 2. PP. 378—386.

1.5. Пространственная структура трансформации и притока кинетической энергии под действием процессов вихреобразования в циклонах*

В предыдущих работах [2, 3] была предложена методика эмпирического моделирования процессов вихревой кинетической энергии, позволяющая исследовать источники кинетической энергии в циклонах, обусловленные турбулентным обменом. На основе количественных соотношений, отражающих вклад процессов вихреобразования (мезомасштабной турбулентности) в формирование баланса средней кинетической энергии горизонтальных движений в циклонах (\overline{K}), проведен анализ общей характеристики притока \overline{K} и ее трансформации в интенсивном западном циклоне, наблюдавшемся 28 ноября—3 декабря 1988 г. [4]. Для дополнения средней картины распределения источников \overline{K} , обусловленных турбулентным обменом, проведено их исследование по площади рассматриваемого циклона [4].

С целью более детального изучения пространственной структуры трансформации и притока \overline{K} в циклонах под действием процессов вихреобразования рассмотрим вертикальные разрезы двух циклонов разной интенсивности, наблюдавшихся 15—20 апреля 1988 г. и 12—14 мая 1987 г., на стадии максимального развития (рис. 1—3). Для построения каждого из разрезов использо-

* См. Метеорология и гидрология. 2000. № 9.

вались результаты температурно-ветрового зондирования 7 станций. Методика и технология расчетов параметров вихревой турбулентности в циклонах описаны в [4].

На начальной стадии «апрельский» циклон располагался над центральной акваторией Каспийского моря. На приземной карте в 0 ч всемирного согласованного времени (ВСВ) 15 апреля 1988 г. он был оформлен единственной замкнутой изобарой 1000 гПа и имел широкий теплый сектор, в котором находился тропический воздух. На карте OT_{1000}^{500} за тот же срок наблюдался обширный гребень тепла, ось которого проходила с юго-востока на северо-запад. Приземный центр циклона находился в передней части высотной ложбины, расположенной над восточными районами европейской территории России. В тылу циклона наблюдалась интенсивная адвекция холода, а в передней части — адвекция тепла. Таким образом, 15 апреля 1988 г. в районе Каспийского моря сложились очень благоприятные условия для развития и дальнейшего углубления южного циклона, а также для его выхода на территорию России [6].

Со скоростью около 40 км/ч циклон перемещался в северо-северо-восточном направлении, и к стадии молодого центра его находил над Оренбургской областью. В 0 ч 16 апреля давление в центре циклона было 995 гПа и в дальнейшем продолжало падать. Интенсивные очаги падения давления были расположены в передней части и в теплом секторе циклона, а интенсивные очаги роста — в тылу.

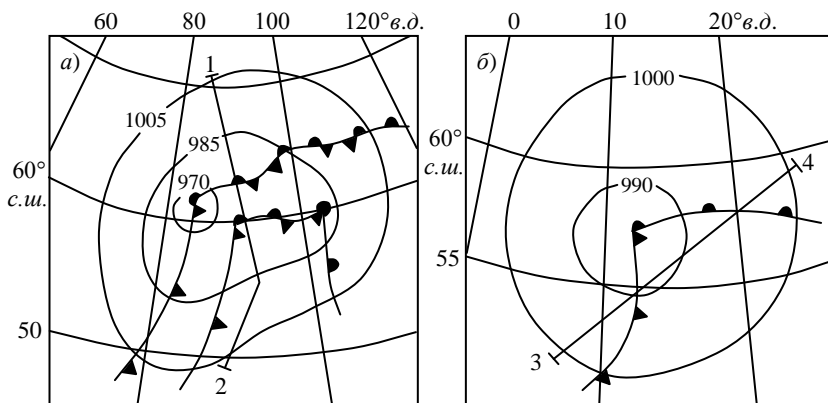


Рис. 1. Распределение приземного давления (гПа) в «апрельском» (17.04.1988 г., 12 ч) (а) и «майском» (13.05.1987 г., 0 ч) (б) циклонах на стадии максимального развития.

Линиями 1—2 и 3—4 показано положение вертикальных разрезов.

Исследуемый молодой циклон был очень асимметричен в термическом отношении, контрасты температуры воздуха между его тыловой частью и

теплым сектором достигали 20°C . На картах барической топографии приземный центр циклона по-прежнему располагался в передней части высотной ложбины, связанной с высотной фронтальной зоной, в гребне тепла, где еще сохранялись условия для падения давления. Далее молодой циклон перевалил через Уральские горы и со скоростью 60 км/ч начал перемещаться в северо-восточном направлении над Западной Сибирью. Давление в центре циклона продолжало падать, в 0 ч 17 апреля оно было $974,9 \text{ гПа}$. Затем стал наблюдаться небольшой рост давления и начался процесс окклюзии, ознаменовавший собой начало стадии максимального развития циклона. В дальнейшем в результате сближения начинающего окклюзировать полярно-фронтального циклона с арктическим фронтом, произошло внедрение в область циклона свежей массы холодного воздуха и усиление температурного контраста, в результате чего к 12 ч 17 апреля давление в центре циклона упало до $967,4 \text{ гПа}$.

Рассматриваемый синоптический вихрь занимал всю Западную Сибирь (рис. 1а). Вблизи поверхности 300 гПа через весь циклон проходили две ветви струйного течения ($60\text{—}70 \text{ км/ч}$). Далее циклон перемещался со скоростью 45 км/ч над Восточной Сибирью. К концу стадии максимального развития скорость циклона уменьшилась до 35 км/ч . С 12 ч 18 апреля циклон начал постепенно выходить из высотной фронтальной зоны. Струйное течение сместилось на его юго-восточную периферию. В начале стадии заполнения циклон располагался над побережьем моря Лаптевых. Давление в его центре в 12 ч 19 апреля было $994,3 \text{ гПа}$ и в дальнейшем продолжало расти. Затем исследуемый вихрь начал перемещаться на север, пока не слился с молодой циклонической системой.

«Майский» циклон образовался над западной частью Северного моря в ложбине обширного циклонического вихря с центром над районом Ленинграда. Минимальное давление в центре вновь образованного циклона в 0 ч 12 мая 1987 г. было 994 гПа . На начальной стадии развития циклона по всей его площади наблюдалось падение давления, наиболее значительное ($4,2 \text{ гПа/3 ч}$) перед теплым фронтом. На карте AT_{500} над приземным центром циклона находилась передняя часть высотной ложбины и высотная фронтальная зона с большими скоростями ветра. Приземный центр почти совпадал с его центром на изобарической поверхности 700 гПа , т. е. исследуемый циклон уже на начальной стадии развития являлся средним барическим образованием. Затем циклон со скоростью 8 км/ч стал перемещаться на территорию Дании. Продолжая медленно углубляться, он достиг стадии молодого циклона. Минимальное давление в его центре было 991 гПа . В дальнейшем циклон продолжал перемещаться в западном направлении со скоростью около 10 км/ч . Стадии максимального развития циклон достиг над югом Швеции. При этом в его тылу отмечался рост ($2,5 \text{ гПа/3 ч}$) давления, в передней части — падение ($-2,1 \text{ гПа/3 ч}$). Минимальное давление в центре циклона было $988,1 \text{ гПа}$ (рис. 1б). Скорость его перемещения к концу стадии максимального развития увеличилась до 15 км/ч . Циклон перемещался в северном направлении на

Норвегию. Рост давления по всей площади циклона и начавшийся процесс окклюирования способствовали его заполнению, так что к 12 ч 14 мая минимальное давление в центре рассматриваемого вихря было $999,7 \text{ гПа}$. Циклон полностью вышел из высотной фронтальной зоны и его высотная ось почти не имела наклона. В последующие 12 ч малоподвижный циклон заполнился.

Из анализа рис. 2—3 следует, что наибольший приток средней кинетической энергии под действием процессов турбулентной вязкости по горизонтали отмечается в области восходящих вертикальных движений теплого воздуха по клину холодного. Наиболее ярко этот эффект проявляется в области теплых фронтов «апрельского» циклона, где приток \bar{K} равен $4,7 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot 50 \text{ гПа})$ (рис. 2а).

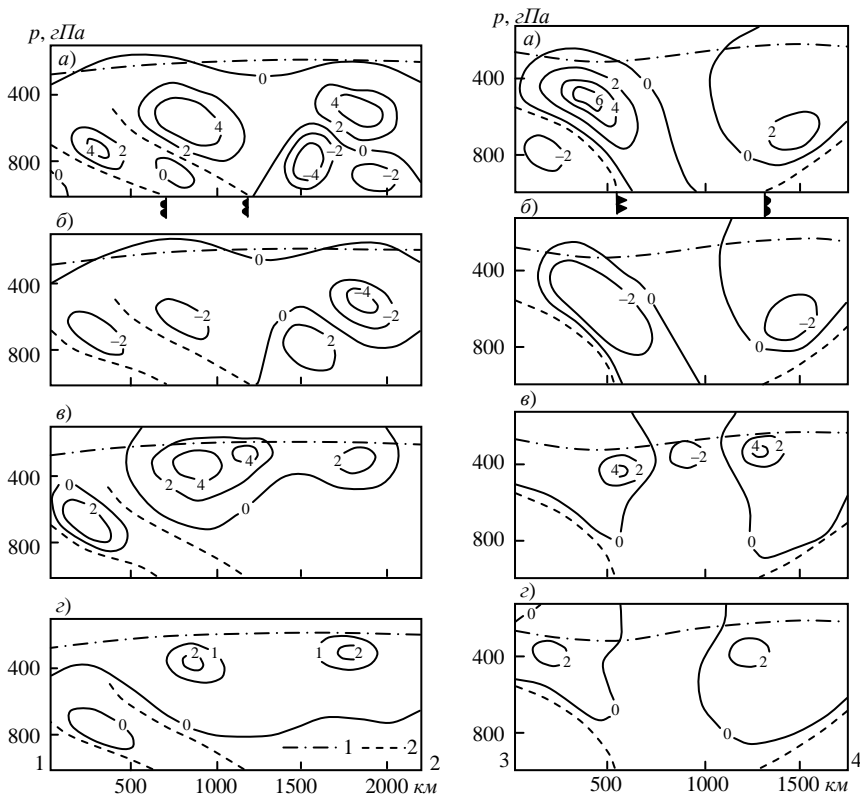


Рис. 2. Приток (а, б) и трансформация (в, г) кинетической энергии ($\text{Вт}/(\text{м}^2 \cdot 50 \text{ гПа})$) под действием процессов горизонтальной (а, в) и вертикальной (б, г) вихревой турбулентности в вертикальном разрезе «апрельского» циклона на стадии максимального развития.

1 — тропопауза; 2 — фронтальные поверхности.

Рис. 3. То же, что и на рис. 2, но для «майского» циклона на стадии максимального развития.

На медленно перемещающемся холодном фронте «майского» циклона конвекция была развита слабо, поэтому облачная система состояла в основном из слоисто-дождевых и высоко-слоистых облаков. В таком виде она напоминает типовую систему облачности теплого фронта в зеркальном отражении, поскольку вся облачная система располагается в обратном порядке за приземной линией фронта. Размеры области притока \bar{K} в теплом воздухе перед линией фронта у поверхности земли достигали 400 км по горизонтали и 8 км по вертикали, наибольший приток ($6,2 \text{ Вм}/(\text{м}^2 \cdot 50 \text{ зПа})$) отмечался в средней тропосфере (рис. 3а). Таким образом, все фронты в рассматриваемых циклонах являются анафронтами, и, следовательно, восходящие вертикальные движения в теплом воздухе охватывают всю нижнюю и среднюю тропосферу [9]. Еще один очаг роста средней кинетической энергии под действием процессов горизонтального вихреобразования в «апрельском» циклоне располагался в его южной части вблизи изобарической поверхности 500 зПа (рис. 2а). Интенсивность притока \bar{K} в этом очаге достигала $4,3 \text{ Вм}/(\text{м}^2 \cdot 50 \text{ зПа})$. Этот приток был обусловлен восходящими вертикальными движениями вблизи холодного участка полярного фронта (рис. 1а).

Область оттока средней кинетической энергии по горизонтали в «апрельском» циклоне, расположенная в южной части вертикального разреза в пределах нижней тропосферы, обусловлена антициклонической кривизной изобар. Наибольший отток (до $4,8 \text{ Вм}/(\text{м}^2 \cdot 50 \text{ зПа})$) отмечался вблизи изобарической поверхности 700 зПа, где наблюдались нисходящие вертикальные движения ($90 \text{ зПа}/12 \text{ ч}$; см. рис. 2а). Нисходящие движения за холодным фронтом «майского» циклона приводят к оттоку \bar{K} через боковые границы столба атмосферы со скоростью $2,3 \text{ Вм}/(\text{м}^2 \cdot 50 \text{ зПа})$ (рис. 3а).

Характер распределения по вертикали притока средней кинетической энергии под действием вихреобразования в обоих циклонах во многом аналогичен (но с обратным знаком) притоку \bar{K} под действием горизонтальной турбулентности (рис. 2б, 3б). Причем соотношение и порядок величин, отражающих действие процессов горизонтального и вертикального вихреобразования, находятся в полном соответствии со значениями компонентов уравнения баланса кинетической энергии, представляющих дивергенцию конвективных потоков \bar{K} по горизонтали и вертикали [3, 5, 7, 10, 11], что вполне закономерно, потому что, согласно гипотезе полуэмпирической теории турбулентности, рассматриваемые вихревые потоки представляют собой линейные функции градиентов соответствующих осредненных полей [1, 8].

Процесс диссипации средней кинетической энергии под действием горизонтальной турбулентности в «апрельском» циклоне охватывает большую часть нижней и средней тропосферы, а на периферии рассматриваемого барического образования проникает в верхнюю тропосферу и нижнюю стратосферу (рис. 2в). Диссипация \bar{K} в нижней тропосфере является следствием

трения, возникающего в результате взаимодействия воздушного потока с подстилающей поверхностью. В свободной атмосфере диссипация \overline{K} обусловлена, главным образом, нисходящими вертикальными движениями, в результате которых воздушные частицы, попадая из области низкого в область высокого давления, теряют свою кинетическую энергию путем ее перехода во внутреннюю (тепло) [3]. Генерация \overline{K} под действием горизонтальной турбулентности, т. е. переход энергии от движений мелких масштабов к движениям более крупных масштабов, обусловлена восходящими вертикальными движениями. Причем наибольшие значения скорости генерации \overline{K} ($5,1 \text{ Bm}/(\text{m}^2 \cdot 50 \text{ zPa})$) отмечаются в области максимальных скоростей ветра. Таким образом, рассматриваемый синоптический вихрь, достигший стадии максимального развития, питает среднюю зональную циркуляцию кинетической энергией, играя важную роль в формировании струйного течения [1, 3].

Распределение трансформации средней кинетической энергии под действием вертикальной турбулентности во многом аналогично распределению трансформации \overline{K} в результате горизонтальной турбулентности, за исключением того, что процессы генерации и диссипации \overline{K} в результате вихреобразования по горизонтали в 2—3 раза интенсивнее этих же процессов по вертикали (рис. 2з).

Структура трансформации средней кинетической энергии под действием процессов горизонтальной и вертикальной турбулентности в «майском» циклоне аналогична структуре трансформации \overline{K} в «апрельском» циклоническом вихре (рис. 3в, з).

На основании проведенного анализа пространственной структуры трансформации и притока средней кинетической энергии под действием процессов вихреобразования в двух циклонах разной интенсивности можно предположить, что выявленные закономерности присущи и другим циклоническим образованиям умеренных широт.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 98-05-65462).

Литература

1. Белов П.Н., Борисенков Е.П., Панин Б.Д. Численные методы прогноза погоды. Л.: Гидрометеоиздат. 1989. 376 с.
2. Калинин Н.А. Исследование вихревой кинетической энергии циклонов умеренных широт. Метеорология и гидрология. 1998. № 11. С. 32—43.
3. Калинин Н.А. Энергетика циклонов умеренных широт. Пермь. Изд-во Перм. ун-та. 1999. 192 с.
4. Калинин Н.А., Связов Е.М. Трансформация и приток кинетической энергии в циклонах вследствие вихревой турбулентности. Метеорология и гидрология. 1999. № 12. С. 13—20.

5. Капитанова Т.П., Сергеев Б.Н. Энергетические характеристики циклонов умеренных широт. Обзор. Обнинск. ВНИИГМИ-МЦД. 1988. 45 с.
6. Кудрянь А.П. Южные циклоны: современное состояние вопроса и проблемы. Обзор. Обнинск. ВНИИГМИ-МЦД. 1981. 39 с.
7. Лагун В.Е. Диагностические исследования синоптической вихревой энергетики атмосферы. Обзор. В сб.: Исследования вихревой динамики и энергетики атмосферы и проблема климата. Л.: Гидрометеиздат. 1990. С. 60—85.
8. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. Л.: Гидрометеиздат. 1991. 296 с.
9. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат. 1986. 702 с.
10. Kung E.C. Energy sources in middle-latitude synoptic-scale disturbances. J. Atmos. Sci. 1977. Vol. 34. No. 9. PP. 1352—1365.
11. Smith P.J. The energetics of extratropical cyclones. Rev. Geophys. and Space Phys. 1980. Vol. 18, No. 2. PP. 378—386.

1.6. Зависимость составляющих баланса кинетической энергии от масштаба пространственного осреднения*

Составляющие баланса кинетической энергии зависят от масштаба рассматриваемых процессов, который увеличивается при осреднении исходных данных. Эта зависимость исследовалась в статье [4], где было показано, что при увеличении масштаба осреднения с 10^{11} м^2 до $1,5 \cdot 10^{12} \text{ м}^2$, величина притока (оттока) кинетической энергии за счет работы силы горизонтального барического градиента уменьшилась в 1,4 раза, а горизонтальная адвекция — в 2,8 раза.

Зависимость результатов расчета от масштаба осреднения исследовалась и в работе [5], где приведены результаты сопоставления составляющих баланса кинетической энергии, рассчитанных на основе двух наборов данных. В первом случае использованы данные радиозондирования на 23 станциях Национальной службы погоды в США, а во втором к ним были присоединены данные, полученные еще на 16 дополнительных станциях. Оказалось, что во втором случае произошло увеличение положительных и уменьшение отрицательных значений притока (оттока) кинетической энергии за счет работы силы горизонтального барического градиента, так как привлечение дополнительной информации позволило разрешить некоторые подсеточные процессы, особенно конвекцию.

Общим для этих исследований является однозначность вывода о том, что с увеличением масштаба осреднения уменьшается величина составляющих баланса кинетической энергии. Однако при определенном характере атмо-

* См. Вопросы прогноза погоды, климата, циркуляции и охраны атмосферы. Межвуз. сб. науч. тр. 1998.

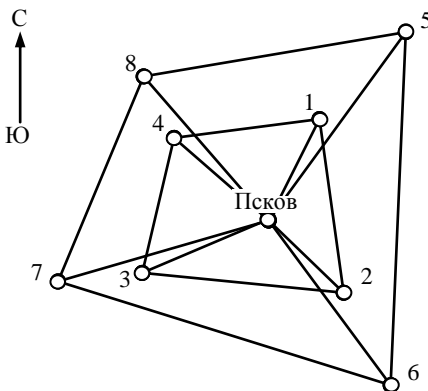
сферных процессов эта зависимость может быть нарушена, о чем авторы рассмотренных работ не упоминают.

Для восполнения этого пробела нами были проведены расчеты кинетической энергии и составляющих ее баланса на двух полигонах различной площади с общим центром в г. Пскове (рисунок).

Уравнение, описывающее баланс кинетической энергии горизонтальных движений в слое (p_1, p_2) для турбулентной атмосферы, имеет вид

$$\underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial K}{\partial t} dp}_{K_1} = - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\frac{\partial Ku}{\partial x} + \frac{\partial Kv}{\partial y} \right) dp}_{K_2} - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial K\tau}{\partial p} dp}_{K_3} - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right) dp}_{K_4} + \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \Delta_1 dp}_{K_5}, \quad (1)$$

где $K = (u^2 + v^2)/2$ — кинетическая энергия горизонтальных движений, Дж/кг; u, v — горизонтальные составляющие скорости ветра, м/с; t — время, с; $g = 9,8 \text{ м/с}^2$ — ускорение свободного падения; p — давление, гПа; τ — аналог вертикальной скорости в изобарической системе координат, гПа/с; $\Phi = gz$ — потенциальная энергия, Дж/кг; z — высота, м.



Размещение полигонов: 1 — Ленинград, 2 — Великие Луки, 3 — Рига, 4 — Таллин, 5 — Петрозаводск, 6 — Смоленск, 7 — Лиепая, 8 — Екюйнен.

Согласно приведенному уравнению локальные изменения запасов кинетической энергии (K_1) формируются благодаря дивергенции горизонтального (K_2) и вертикального (K_3) потоков, а также за счет притока (оттока) кинетиче-

ской энергии в результате работы силы горизонтального барического градиента (K_4). Остаточное слагаемое (K_5) определяется по формуле

$$K_5 = K_1 - (K_2 + K_3 + K_4)$$

и имеет следующее содержание:

$$\Delta_1 = \Delta_1^I + \Delta_1^{II}.$$

Здесь первый член справа представляет собой изменение кинетической энергии в результате нелинейного взаимодействия возмущений различных масштабов и возмущений со средним (зональным) потоком; второе слагаемое — превращение кинетической энергии в тепло под действием турбулентного трения (диссипация).

В дальнейшем под величинами K_i в уравнении (1) будем понимать их приближенные значения, возникающие в результате замены производных конечно-разностными аналогами. При этом в точное уравнение (1) вводятся дополнительные слагаемые, учитывающие погрешности численных расчетов и исходной аэрологической информации. Расчет производных в уравнении (1) осуществлялся по нерегулярной сетке [3]. Вертикальные движения рассчитывались из уравнения неразрывности.

Все элементы уравнения (1) рассчитывались для слоев равной массы толщиной $\Delta p = 50 \text{ гПа}$ в столбе атмосферы от поверхности Земли и до поверхности 200 гПа и отнесены к единице площади. Предварительно на поверхности, кратных 50 гПа, проводилось восстановление аэрологических данных сплайн-интерполяцией.

Наши исследования показали [2], что погрешности исходной информации и интерполяции позволяют получить удовлетворительные оценки точности расчета элементов баланса кинетической энергии.

Для расчетов использовались двухразовые радиозондовые наблюдения аэрологической сети СССР и Финляндии за январь и июль 1988 г. с 1 по 23 число. Площадь малого полигона составила $1,6 \cdot 10^{11} \text{ м}^2$, а средний шаг нерегулярной сетки 250 км. Для большого полигона соответствующие характеристики равны $5,9 \cdot 10^{11} \text{ м}^2$ и 450 км.

Дадим общую характеристику энергетического режима полигонов путем рассмотрения временного хода запасов и локальных изменений кинетической энергии в слое $p_3 - 200 \text{ гПа}$ в январе и июле на станции Псков.

Запасы энергии в январе в целом больше, чем в июле, что объясняется большим температурным и барическим градиентом между полюсом и экватором, а следовательно, и большей интенсивностью атмосферных процессов в холодный период года. Максимальные запасы K в январе отмечались 3 числа в 0 ч и составили $24,71 \cdot 10^5 \text{ Дж/м}^2$, а минимальные зафиксированы 22 числа в 0 ч на уровне, меньшем на два порядка — $0,24 \cdot 10^5 \text{ Дж/м}^2$. Максимальные запасы кинетической энергии в июле наблюдались 23 числа в 12 ч, минимальные 8 числа в 0 ч, а соответствующие им значения K составили $14,87 \cdot 10^5 \text{ Дж/м}^2$ и $0,14 \cdot 10^5 \text{ Дж/м}^2$.

В первой декаде июля значения запасов кинетической энергии отличаются небольшой амплитудой. Исключение составляет срок 6 июля 12 ч, когда значение K составило $2,61 \cdot 10^5$ Дж/м².

В первой декаде января наблюдались самые большие значения запасов энергии. В эти дни в верхней тропосфере отмечалось струйное течение, скорость ветра в котором превышала 50 м/с, что и обусловило значительное накопление кинетической энергии, так как наибольший вклад в запас K во всем столбе атмосферы приходится на верхние слои (400—200 гПа) тропосферы. В последующие дни января наблюдался спад кинетической энергии, запасы которой 8 числа в 0 ч составили $0,77 \cdot 10^5$ Дж/м², после чего значения кинетической энергии вновь стали увеличиваться. В начале второй декады июля запасы кинетической энергии отличались устойчивостью и их значения изменялись в пределах от $1,34 \cdot 10^5$ Дж/м² до $0,24 \cdot 10^5$ Дж/м². К окончанию декады значения K увеличиваются, достигнув отметки $4,98 \cdot 10^5$ Дж/м², затем снова убывают. Для второй декады января наибольшее значение запасов кинетической энергии отмечается 15 числа в 12 ч и равно $9,83 \cdot 10^5$ Дж/м², затем происходит уменьшение K . В последней декаде обоих месяцев значения запасов кинетической энергии изменяются по-разному: запасы энергии июля увеличиваются, как уже указывалось выше, до $14,87 \cdot 10^5$ Дж/м², а января уменьшаются до $0,24 \cdot 10^5$ Дж/м². Такой ход запасов энергии в январе связан с малоградиентным полем и отсутствием струйных течений на высоте, а в июле — с наличием в верхней тропосфере высотной фронтальной зоны.

Если проследить за временным ходом локальных изменений кинетической энергии, то можно заметить их прямую связь с ходом запасов K , что является вполне очевидным фактом, так как рассматриваются неподвижные полигоны и любое возрастание или падение кинетической энергии однозначно связано с увеличением или уменьшением производной $\partial K / \partial t$.

Таким образом, большое разнообразие циркуляционных условий и величин запасов кинетической энергии является хорошей предпосылкой для исследования зависимости составляющих баланса кинетической энергии от масштаба пространственного осреднения.

Из рассмотрения временного хода слагаемых правой части уравнения баланса кинетической энергии в слое p_3 —200 гПа на различных полигонах следует, что в подавляющем большинстве случаев (80% объема всей выборки) значения исследуемых характеристик на малом полигоне больше, чем на большом. Причем их изменчивость на малом полигоне также значительнее, чем на большом, что подтверждается результатами вычислений среднеквадратических отклонений составляющих баланса кинетической энергии в слое p_3 —200 гПа на обоих полигонах. Результаты этих расчетов представлены в таблице.

В некоторые сроки (1—5 и 16—18 января, 18 и 22 июля) имеют место отклонения от общей картины распределения энергетических характеристик.

Анализ синоптической обстановки показал, что в эти дни циркуляционный режим большого полигона определялся атмосферными фронтами, а малый полигон находился в пределах одной воздушной массы.

Таким образом, при расположении полигонов в пределах одной воздушной массы наибольшее влияние на распределение энергетических характеристик оказывают размеры полигона: чем меньше его площадь, тем больше исследуемые характеристики по абсолютной величине, так как по мере уменьшения масштаба осреднения в балансе кинетической энергии все большую роль начинают играть эффекты нелинейного взаимодействия возмущений различных масштабов и возмущений со средним (зональным) потоком, а также эффекты термической стратификации.

Значения среднеквадратических отклонений составляющих баланса кинетической энергии в слое p_3 —200 гПа ($Вт/м^2$) на различных полигонах

Месяц	K_2	K_3	K_4	K_5
Большой полигон				
Январь	1,68	0,80	4,28	3,80
Июль	0,90	0,26	3,03	3,17
Малый полигон				
Январь	2,17	0,83	7,71	7,03
Июль	1,67	0,39	4,11	4,51

Если большой полигон расположен в пределах границы раздела воздушных масс, а малый — в пределах одной воздушной массы, то ведущую роль в распределении составляющих баланса кинетической энергии играет расположение атмосферных фронтов, так как если фронт оказывает влияние на формирование циркуляционных процессов только на большом полигоне, то исследуемые характеристики в его пределах могут иметь большие абсолютные значения, чем на малом полигоне, где влияние атмосферного фронта не проявляется.

Относительно влияния ошибок наблюдений и расчетов на характер энергетического режима обоих полигонов необходимо отметить следующее. Исходные данные для расчета составляющих баланса кинетической энергии (скорость и направление ветра, геопотенциал и температура воздуха) были получены прибором (радиозондом) одного типа, так как рассматриваемые станции, кроме Екиойнена, в исследуемый период входили в единую сеть СССР. Таким образом, порядок ошибок наблюдений на 87,5% всех станций один и тот же. В погрешность вычислений рассмотренных параметров основной вклад вносят относительные ошибки расчета производных ε , которые, как известно, зависят от шага сетки [1], и, при прочих равных условиях, будут значительнее на большом полигоне. Однако нельзя забывать, что относи-

тельные ошибки включают в себя разные абсолютные погрешности. Поэтому, если бы влияние этих ошибок на составляющие баланса кинетической энергии было бы больше, чем влияние размеров полигонов или расположения атмосферных фронтов, то различие в исследуемых параметрах на данных полигонах проявилось бы вне зависимости от характера атмосферной циркуляции.

Литература

1. Белов П.Н., Борисенков Е.П., Панин Б.Д. Численные методы прогноза погоды. Л.: Гидрометеоиздат. 1989. 376 с.
2. Калинин Н.А. Исследование энергетики циклонов умеренных широт. Метеорология и гидрология. 1994. № 5. С. 55—67.
3. Куликов Г.И. Вычисление метеорологических производных с помощью асимметричной сетки. Гидрология и метеорология. Пермь: Изд-во Перм. ун-та. 1974. С. 130—138.
4. Chen T.G., Bosart L.F. Quasi-Lagrangian kinetic energy budgets of composite cyclone-anticyclone couplets. J. Atmos. Sci. 1977. Vol. 34. № 3. PP. 452—464.
5. Vincent D.G., Schlatter T.W. Evidence of deep convection as a source of synoptic-scale kinetic energy. Tellus. 1979. Vol. 31. PP. 493—504.

1.7. Трансформация кинетической энергии в атмосфере*

Вопрос о трансформации (генерации (возникновении) или диссипации (уничтожении)) кинетической энергии занимает особое место в энергетике атмосферы. Его окончательное решение в значительной мере приблизило бы нас к разгадке более общих проблем, связанных с задачами теории общей циркуляции атмосферы и целями совершенствования краткосрочных и долгосрочных методов прогноза погоды. В общем трансформацию кинетической энергии необходимо рассматривать при изучении полного энергетического цикла циркуляционных систем атмосферы, включая баланс кинетической, потенциальной и внутренней энергии. Тем не менее, исследуя трансформацию кинетической энергии отдельно от многих аспектов формирования энергетического режима циркуляционных систем, мы можем глубже понять роль некоторых важных физических процессов, происходящих в атмосфере.

Исходя из уравнения баланса средней кинетической энергии (для равной массы) в слое p_1, p_2 [4]

$$\underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial \bar{K}}{\partial t} dp}_{K_1} = - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\frac{\partial \bar{K} \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{K} \bar{v}}{\partial y} \right) dp}_{K_2} - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial \bar{K} \bar{\tau}}{\partial p} dp}_{K_3} -$$

* См. Географический вестник. 2006. № 2 (4) (совместно с Б.Л. Смородиным).

$$\begin{aligned}
& -\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\frac{\partial \overline{K'u'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{K'v'}}{\partial y} \right) dp - \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial \overline{K'\tau'}}{\partial p} dp - \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\bar{u} \frac{\partial \overline{\Phi}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \overline{\Phi}}{\partial y} \right) dp + \\
& + \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\overline{u'u'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \overline{v'u'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \overline{v'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) dp + \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\overline{u'\tau'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} + \overline{v'\tau'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \right) dp,
\end{aligned}$$

скорость ее трансформационных переходов в единичной массе воздуха может быть определена следующим образом:

$$\begin{aligned}
T = & -\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right) dp + \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\overline{u'u'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \overline{v'u'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \overline{v'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) dp + \\
& + \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\overline{u'\tau'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} + \overline{v'\tau'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \right) dp. \quad (1)
\end{aligned}$$

Здесь T — суммарная трансформация (генерация или диссипация) средней кинетической энергии (мощность источника K). Остальные обозначения общеприняты. В этом выражении мы учли то обстоятельство, что

$$T_1 = -\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right) dp = -\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\bar{u} \frac{\partial \overline{\Phi}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \overline{\Phi}}{\partial y} \right) dp,$$

так как при проведении осреднения $\bar{u}' = \bar{v}' = \bar{\Phi}' = 0$.

Напомним, что суммарная трансформация (генерация или диссипация) средней кинетической энергии определяется работой сил горизонтального барического градиента (T_1) и турбулентного трения (T_2 и T_3). В связи с тем, что слагаемые T_1 , T_2 и T_3 описывают принципиально различные механизмы возникновения (или разрушения) средней кинетической энергии, их следует рассмотреть отдельно. Обратимся сначала к анализу T_1 . Пусть

$$V\{u, v\} = V_g\{u_g, v_g\}, \quad (2)$$

т. е. фактический ветер равен геострофическому. Напомним, что

$$u_g = -\frac{1}{l} \frac{\partial \Phi}{\partial y}, \quad v_g = \frac{1}{l} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (3)$$

Подставляя соотношения (3) в первое слагаемое (1) с учетом (2), получим

$$T_1 = -\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(-\frac{1}{l} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{1}{l} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right) dp = 0. \quad (4)$$

Таким образом, в случае, когда фактический ветер равен геострофическому, сила горизонтального барического градиента не совершает работы по перемещению частиц воздуха, а кинетическая энергия не возникает и не уничтожается. Генерация или диссипация K под действием T_1 происходит в том случае, когда появляется агеострофическая составляющая скорости ветра V_a , т. е. $V\{u, v\} = V_g\{u_g, v_g\} + V_a\{u_a, v_a\}$.

В работе [2] показано, что при отсутствии трения агеострофическая составляющая скорости ветра появляется за счет нестационарности и неоднородности поля давления. Однако сила трения также способствует возникновению $V_a\{u_a, v_a\}$. Для доказательства этого выпишем уравнения горизонтального движения в изобарической системе координат с учетом силы трения:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{\partial\Phi}{\partial x} - 2(\omega_y w - \omega_z v) + F_x, \quad (5)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{\partial\Phi}{\partial y} - 2(\omega_z u - \omega_x w) + F_y. \quad (6)$$

На основании того, что $w \ll u, v$ и $\omega_x = 0$, перепишем (5)—(6) в следующем виде:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{\partial\Phi}{\partial x} + lv + F_x, \quad (7)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{\partial\Phi}{\partial y} - lu + F_y, \quad (8)$$

где $l = 2\omega_z$ — параметр Кориолиса.

Преобразуем уравнения (7) — (8) с учетом (3). В результате получим

$$\frac{du}{dt} = l(v - v_g) + F_x, \quad (9)$$

$$\frac{dv}{dt} = -l(u - u_g) + F_y. \quad (10)$$

Откуда

$$v_a = v - v_g = \frac{1}{l} \frac{du}{dt} - \frac{1}{l} F_x, \quad (11)$$

$$u_a = u - u_g = -\frac{1}{l} \frac{dv}{dt} + \frac{1}{l} F_y, \quad (12)$$

где через u_a, v_a обозначены составляющие агеострофического отклонения.

Из полученных выражений следует, что агеострофические отклонения u_a, v_a возникают вследствие нестационарности и неоднородности поля давления (первые слагаемые в правой части (11)—(12)), а также благодаря турбулентному трению (вторые слагаемые в правой части (11)—(12)), играющему наибольшую роль в пограничном слое атмосферы.

Если пренебречь силой трения, что можно сделать с достаточной степенью точности в свободной атмосфере, то соотношения (11)—(12) преобразуются к следующему виду:

$$v_a = \frac{1}{l} \frac{du}{dt}, \quad u_a = -\frac{1}{l} \frac{dv}{dt}. \quad (13)$$

Известно [2, 4], что вектор агеострофических отклонений ($V_a\{u_a, v_a\}$) направлен перпендикулярно вектору ускорения $\left(\frac{dV}{dt} \left\{ \frac{du}{dt}, \frac{dv}{dt} \right\}\right)$, влево от него.

Так как значения модуля вектора $\frac{dV}{dt}$ имеют наибольшую величину, как правило, в области фронтальных зон, то наибольшие по модулю значения $V_a\{u_a, v_a\}$, а следовательно, и слагаемого T_1 , также связаны с этими циркуляционными системами.

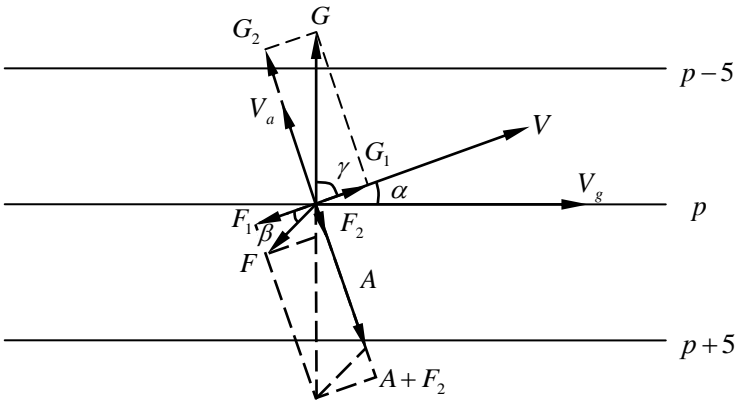
Знак трансформации средней кинетической энергии зависит от того, куда направлена агеострофическая составляющая скорости ветра. Если V_a направлена в сторону высокого давления (больших значений геопотенциала), то кинетическая энергия расходуется на поддержание противогradientных течений, т. е. имеет место диссипация K . Если же ветер отклоняется в сторону низкого давления (малых значений геопотенциала), то происходит генерация кинетической энергии [3, 4]. В пограничном слое атмосферы трением пренебрегать нельзя. В случае установившегося движения (скорость ветра не

изменяется во времени, т. е. $\frac{dV}{dt} \left\{ \frac{du}{dt}, \frac{dv}{dt} \right\} = 0$), вместо (11)—(12) получаем

$$v_a = -\frac{1}{l} F_x, \quad u_a = \frac{1}{l} F_y \quad (14)$$

На исследуемый объем воздуха кроме силы трения со стороны выше- и нижележащих слоев атмосферы действует сила горизонтального барического градиента и сила Кориолиса. Сила горизонтального барического градиента (G) направлена по нормали к изобарам. Сила Кориолиса (отклоняющая сила вращения Земли) (A) в Северном полушарии всегда направлена вправо под прямым углом к скорости ветра. При установившемся движении между рассматриваемыми силами должно существовать равновесие, которое может

быть достигнуто только в том случае, когда скорость ветра отклонена от изобары в сторону низкого давления (рисунок). Действительно, если разложить силы \vec{G} и \vec{F} по направлению ветра и по направлению, перпендикулярному к нему, то для равновесия необходимо, чтобы сила горизонтального барического градиента \vec{G} уравновешивалась равнодействующей сил \vec{A} и \vec{F} . Но в этом случае $|G_1| = |F_1|$ и $|G_2| = |A + F_2|$ или $|G \cos \gamma| = |F \cos \beta|$ и $|G \sin \gamma| = |A + F \sin \beta|$, где γ — угол, составленный направлением ветра с направлением градиента, а β — угол отклонения силы трения \vec{F} от направления, противоположного направлению скорости ветра \vec{V} , причем $\beta = \beta(z)$ с высотой изменяется. Согласно приведенным соотношениям, на каждом уровне такое равновесие сил может быть только в случае, когда вектор скорости ветра \vec{V} отклонен от изобары в сторону низкого давления на угол $\alpha = 90^\circ - \gamma$. Таким образом, трение не только «уничтожает» кинетическую энергию (превращая ее в тепло), но и способствует ее возникновению (через работу силы горизонтального барического градиента).



Направление агеострофической составляющей скорости ветра, возникающей за счет силы трения при $\frac{dV}{dt} = 0$.

В общем случае $\frac{dV}{dt}$ и F отличны от нуля. Поэтому в процессе трансформации кинетической энергии сила трения будет усиливать генерирующий и ослаблять диссипирующий эффект, возникающий вследствие действия механизма нестационарности и неоднородности поля давления.

Скорость трансформации кинетической энергии за счет работы силы горизонтального барического градиента в единичной массе воздуха может быть определена следующим образом:

$$\left(\frac{\partial K}{\partial t}\right)_{Tp}^r = -\left(u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y}\right) = -\left(\frac{\partial \Phi u}{\partial x} + \frac{\partial \Phi v}{\partial y}\right) - \frac{\partial \Phi \tau}{\partial p} - \tau \alpha. \quad (15)$$

Докажем правильность записи соотношения (15). Приток (сток) кинетической энергии трехмерного движения $\left(K = \frac{u^2 + v^2 + w^2}{2}\right)$ в результате работы силы горизонтального и вертикального барического градиента в изобарической системе координат определяется следующим выражением:

$$\left(\frac{\partial K}{\partial t}\right)_{Tp} = -\left(u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y}\right) - \tau \frac{\partial \Phi}{\partial p}.$$

Записывая правую часть в дивергентной форме, получим

$$-\left(u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y}\right) - \tau \frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\left(\frac{\partial \Phi u}{\partial x} + \frac{\partial \Phi v}{\partial y}\right) - \frac{\partial \Phi \tau}{\partial p}.$$

При этом (условие квазистатичности)

$$-\tau \frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\tau g \frac{\partial z}{\partial p} = \frac{\tau}{\rho} = \tau \alpha.$$

Поэтому справедливо следующее соотношение:

$$-\left(u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y}\right) + \tau \alpha = -\left(\frac{\partial \Phi u}{\partial x} + \frac{\partial \Phi v}{\partial y}\right) - \frac{\partial \Phi \tau}{\partial p},$$

из которого и получаем уравнение (15).

Проведя по отношению к (15) процедуру осреднения, получим

$$\begin{aligned} \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\overline{\frac{\partial K}{\partial t}}\right)_{Tp}^r dp &= -\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\bar{u} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial y}\right) dp = \\ &= -\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\frac{\partial \bar{\Phi} \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\Phi} \bar{v}}{\partial y}\right) dp - \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial \bar{\Phi} \bar{\tau}}{\partial p} dp - \\ &= -\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\frac{\partial \bar{\Phi}' u'}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\Phi}' v'}{\partial y}\right) dp - \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial \bar{\Phi}' \tau'}{\partial p} dp - \\ &\quad - \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \bar{\tau} \bar{\alpha} dp - \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \overline{\tau' \alpha'} dp. \end{aligned} \quad (16)$$

Два первых слагаемых в правой части (16) описывают трансформацию средней кинетической энергии путем горизонтального и вертикального перераспределения осредненной потенциальной энергии, два вторых слагаемых характеризуют трансформацию K вследствие горизонтального и вертикального перераспределения вихревой части потенциальной энергии, два последних слагаемых обуславливают трансформацию средней кинетической энергии за счет превращения осредненной и вихревой части потенциальной энергии в кинетическую при вертикальном перераспределении воздуха в столбе атмосферы.

Проинтегрировав уравнение (16) по всей атмосфере, получим

$$\int_{p_0}^0 \left(\frac{\partial K}{\partial t} \right)_{Tp} dm = \int_{p_0}^0 -\bar{\tau} \bar{\alpha} dm + \int_{p_0}^0 -\overline{\tau' \alpha'} dm, \quad (17)$$

где $dm = \rho dz$ — элемент массы.

Атмосфера является замкнутой системой, поэтому четыре первых слагаемых в правой части (16) равны нулю. В атмосфере (или любой другой замкнутой системе) генерация кинетической энергии происходит в результате восходящих движений теплого и нисходящих движений холодного воздуха, т.е. тогда, когда имеет место прямая термическая циркуляция, а τ и α имеют разные знаки (отрицательная корреляция между τ и α) и, наоборот, диссипация K происходит в тех случаях, когда наблюдается обратная термическая циркуляция (подъем холодного воздуха и опускание теплого), т.е. когда τ и α имеют одинаковые знаки (положительная корреляция между τ и α). Однако потенциальная энергия не может прямо превращаться в кинетическую, на что указывается, например, в работах Э. Лоренца, Э. Пальмена и Ч. Ньютона [5, 6]. Наши расчеты свидетельствуют о том, что слагаемое $-\bar{\tau} \bar{\alpha}$, входящее в уравнения баланса потенциальной и внутренней энергии, имеет порядок 10^3 , а процессы преобразования и перераспределения кинетической энергии имеют порядок 10^1 . Таким образом, потенциальная энергия сначала должна трансформироваться в вихревую потенциальную энергию, а уже затем в кинетическую. Действительно, нами было показано, что слагаемое $-\overline{\tau' \alpha'}$ имеет тот же порядок, что и составляющие баланса кинетической энергии [3].

Для незамкнутых динамических систем атмосферы, какими являются, например, циклоны или антициклоны, трансформация средней кинетической энергии за счет работы силы горизонтального барического градиента будет определяться уравнением (16).

Рассмотрим теперь процесс трансформации средней кинетической энергии за счет турбулентного трения. В этом случае работа совершается силой турбулентного трения как в горизонтальной плоскости (слагаемое T_2), так и в

вертикальной плоскости (слагаемое T_3). Представим эти слагаемые с учетом соотношений из полуэмпирической теории турбулентности [2]:

$$\begin{aligned}
 & \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\overline{u'u'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \overline{v'u'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \overline{v'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) dp + \\
 & \quad + \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\overline{u'\tau'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} + \overline{v'\tau'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \right) dp = \\
 & = -\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} k_s \left[\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right)^2 \right] dp - \\
 & \quad - \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} k_p \left[\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \right)^2 \right] dp , \tag{18}
 \end{aligned}$$

где $k_x = k_y \equiv k_s$ — коэффициент турбулентности в горизонтальной плоскости; k_p — коэффициент турбулентности в вертикальной плоскости.

В высочастотной области спектра турбулентных пульсаций (микромасштабной турбулентности) коэффициенты турбулентности всегда положительны, т. е. $k_s > 0, k_p > 0$. Таким образом, из (18) следует вывод о том, что благодаря микромасштабной турбулентности средняя кинетическая энергия постоянно уменьшается, переходя во внутреннюю энергию (тепло).

В случае мезо- и макромасштабной турбулентности слагаемые T_2 и T_3 в соотношении (1) могут быть как положительными, так и отрицательными, потому что в этом случае происходят два противоположных процесса: передача энергии от движений более крупного масштаба к движениям более мелкого масштаба, т.е. диффузионный процесс, и (реже) передача энергии от движений более мелких масштабов к движениям более крупных масштабов. В этом случае говорят о движениях с отрицательной вязкостью [1]. Этот процесс особенно важен при интенсификации циклонов и формировании интенсивных зональных движений в умеренных широтах, в частности струйных течений. Таким образом, при мезо- и макромасштабной турбулентности имеет место как диссипация, так и генерация средней кинетической энергии. Наконец, из (1) можно сделать вывод о том, что интенсивность трансформации кинетической энергии под действием турбулентного обмена определяется флуктуациями составляющих скорости ветра и их градиентами. Следовательно, величины T_2 и T_3 , так же, как и T_1 , определяются неоднородностями в поле скорости ветра, которые имеют наибольшие значения во фронтальных зонах.

Литература

1. Белов П.Н., Борисенков Е.П., Панин Б.Д. Численные методы прогноза погоды. Л.: Гидрометеоиздат. 1989. 376 с.
2. Динамическая метеорология. Л.: Гидрометеоиздат. 1976. 608 с.
3. Калинин Н.А. Энергетика циклонов умеренных широт. Пермь. Изд-во Перм. ун-та. 1999. 192 с.
4. Калинин Н.А. Динамическая метеорология. Пермь. Изд-во Перм. ун-та. 2001. 260 с.
5. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы: Пер. с англ. / Под ред. С.С. Зилитинкевича. Л.: Гидрометеоиздат. 1970. 260 с.
6. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы: Пер. с англ. / Под ред. С.П. Хромова. Л.: Гидрометеоиздат. 1973. 615 с.

1.8. Исследование доступной потенциальной энергии циклонов умеренных широт*

Доступная потенциальная энергия атмосферы (ДПЭ) определяется как разность между полной потенциальной энергией и энергией в устойчивом гидростатическом равновесии [1, 6]. Она представляет собой ту часть полной потенциальной энергии, которая может быть преобразована в кинетическую. При изучении энергетики циклонов широкое распространение получило понятие о региональной ДПЭ для открытых (незамкнутых) систем [8]. Это понятие отличается от концепции глобальной ДПЭ тем, что характеризует вклад рассматриваемой области в глобальное значение ДПЭ.

К настоящему времени за рубежом опубликованы результаты расчетов баланса ДПЭ лишь для нескольких частных случаев циклонов [9—13 и др.], поэтому детальное рассмотрение зависимости баланса от различных факторов пока не представляется возможным. Из работ отечественных авторов необходимо отметить обзоры [4, 5, 8], выполненные по зарубежным материалам. В данной работе рассматриваются результаты исследования ДПЭ и составляющих ее баланса на примере 340 циклонических образований умеренных широт, наблюдавшихся над Евразией за одиннадцатилетний период (1984—1994 гг.). Все циклоны разделены на подвижные и малоподвижные. К первым отнесены вихри, смещающиеся со скоростью более 10 км/ч (170 случаев), к малоподвижным — вихри, смещающиеся со скоростью менее 10 км/ч (170 случаев) [2]. В качестве исходных данных использовались результаты сетевого температурно-ветрового зондирования за 0 и 12 ч гринвичского времени, записанные на магнитных лентах и дискетах по ВНИИГМИ-МЦД (г. Обнинск) и САРВЦ (г. Ташкент), а также синоптические карты. Уравнение баланса ДПЭ для незамкнутых систем имеет следующий вид [10]:

* См. Метеорология и гидрология. 2000. № 9.

$$\underbrace{\int \frac{\partial A}{\partial t}}_{A_1} = \underbrace{\int - \left(\frac{\partial c_p N T u}{\partial x} + \frac{\partial c_p N T v}{\partial y} \right)}_{A_2} + \underbrace{\int - \frac{\partial c_p N T \tau}{\partial p}}_{A_3} + \underbrace{\int \tau \alpha}_{A_4} + \underbrace{\int - N L \Delta_4 \cdot 10^{-3}}_{A_5} + \underbrace{\Delta}_{A_6}, \quad (1)$$

где $\int = \frac{1}{g} \int_{p_3}^p dp$; $g = 9,8 \text{ м/с}^2$ — ускорение свободного падения; A — доступная потенциальная энергия, Дж/м^2 ; t — время, c ; p — давление, зПа ; $c_p = 1007 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{К)}$ — удельная теплоемкость воздуха при $p = \text{const}$; $N = (p^k - p_r^k) / p^k$ — коэффициент эффективности полной потенциальной энергии; $R = 287 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{К)}$ — удельная газовая постоянная сухого воздуха; $k = R/c_p$; p_r — эталонное давление, определяемое как средняя величина давления на изэнтропической поверхности, зПа ; T — температура, К ; u, v — горизонтальные составляющие скорости ветра, м/с ; τ — вертикальная скорость в изобарической системе координат, зПа/с ; $\alpha = 1/\rho$, ρ — плотность воздуха, кг/м^3 ; L — скрытая теплота парообразования, Дж/кг ; p_3 — приземное давление, зПа ; Δ_4 — остаточное слагаемое в уравнении баланса водяного пара, рассчитываемое по методике [3].

Согласно (1), локальные изменения ДПЭ (A_1) формируются благодаря дивергенции горизонтального (A_2) и вертикального (A_3) потоков ДПЭ, ее освобождению или накоплению вследствие вертикального перераспределения воздуха в столбе атмосферы (A_4), генерации ДПЭ за счет фазовых превращений водяного пара (A_5).

Величина Δ получается как остаточное слагаемое в уравнении баланса (1) и имеет следующее содержание:

$$\Delta = \Delta^I + \Delta^{II} + \Delta^{III}. \quad (2)$$

В этом уравнении первый член справа представляет собой погрешность исходной аэрологической информации и расчетов; второй член — подсчетные эффекты; третье слагаемое — изменение ДПЭ за счет изменения массы воздуха в столбе атмосферы.

Для выяснения величины и характера зависимости составляющих баланса уравнения (1) от ошибок в исходной информации и расчетов были проведены численные эксперименты, методика которых приведена в [3]. Объем выборки составил 360 зондирований. Значения средних отклонений (%) Δ_{\max} и Δ_{\min} от эталона Δ в уравнении баланса (1), обобщенные для слоев толщиной 200 зПа , следующие:

Слой, зПа	400—200	600—400	800—600	p_3 —800
Относительная погрешность	8	9	6	7

Из приведенных численных экспериментов следует, что величину Δ^I можно считать малой. Считая также малым слагаемое Δ^{II} (во всяком случае при рассмотрении подобных уравнений для решения прогностических задач это слагаемое часто отбрасывают как несущественное, а параметризация процессов генерации ДПЭ за счет земной (длинноволновой) и солнечной радиации, а также турбулентного перемешивания представляет собой самостоятельное исследование), будем в дальнейшем Δ отождествлять с Δ^{III} .

Методика и технология расчетов параметров энергетики описаны в [3].

Для вычисления ДПЭ использовалась аппроксимация Лоренца [6]

$$A = \frac{1}{2} c_p \left[\frac{\gamma_a \sigma_T^2}{(\gamma_a - \bar{\gamma}) \bar{T}} \right], \quad (3)$$

где $\gamma_a = 0,98 \text{ K} / 100 \text{ м}$ — сухоадиабатический градиент; σ_T^2 — взвешенное значение дисперсии температуры на изобарической поверхности; γ — вертикальный градиент температуры.

Горизонтальная черта сверху означает осреднение по изобарической поверхности.

Расчеты A производились на изобарических поверхностях по полигонам (расчетным сеткам), представляющим собой четырехугольники с пятью станциями каждый (одна в центре, а четыре по углам полигона). Для разных синоптических ситуаций число полигонов изменялось от 3 до 20 в зависимости от площади циклона, которая определялась по последней замкнутой изобаре на приземных синоптических картах.

Для расчета составляющих уравнения баланса ДПЭ наиболее сложным является вопрос о методике определения коэффициента эффективности N , который характеризует интенсивность генерации ДПЭ за счет неадиабатических притоков тепла. В нашей работе коэффициент эффективности рассчитывался по формуле

$$N = \frac{1}{2} \left[\frac{\gamma_a \sigma_T^2}{(\gamma_a - \bar{\gamma}) \bar{T}^2} \right]. \quad (4)$$

Действительно, ДПЭ по определению равна

$$A = c_p N T. \quad (5)$$

Приравнивая (3) и (5) и считая $\bar{T} \approx T$, получаем выражение (4).

Недостатком выражений (3) и (4) является то, что A и N могут принимать отрицательные выражения. Физически это означает то, что ДПЭ в этом случае генерируется за счет отрицательного неадиабатического притока тепла, например при адвекции холодных воздушных масс, когда $\gamma_a < \bar{\gamma}$. При стремлении вертикального градиента температуры $\bar{\gamma}$ к адиабатическому использовать соотношения (3) и (4) нельзя. Число случаев, когда $\gamma_a - \bar{\gamma} \leq 0$, составило 2,5% общего объема данных.

Для анализа общей характеристики процессов, управляющих распределением и изменением ДПЭ в циклонических образованиях, составляющие уравнения (1), а также значения самой ДПЭ, вычисленные по формуле (3), осреднялись по всей площади циклонов методом взвешенного среднего.

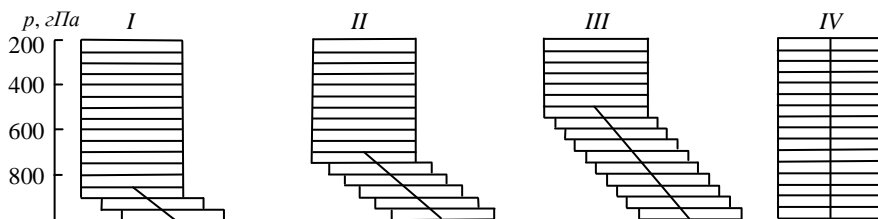


Рис. 1. Вертикальные разрезы расчетных областей на различных стадиях развития циклона.

I — начальная стадия, *II* — стадия молодого циклона, *III* — стадия максимального развития, *IV* — стадия заполнения. Сплошная линия — ось циклона.

Учет наклона оси циклона осуществлялся с использованием синоптических карт путем сопоставления центров циклона на различных изобарических поверхностях. Предельный уровень, до которого рассчитывался наклон оси циклона, зависел от стадии его развития. На начальной стадии это поверхность 850 гПа , на стадии молодого циклона — 700 гПа , максимального развития — 500 гПа . На стадии заполнения ось циклона считалась вертикальной. Все элементы уравнений (1) и (3) рассчитывались для слоев равной массы толщиной $\Delta p = 50 \text{ гПа}$. На первых трех стадиях развития циклона происходило смещение расчетных слоев в сторону наклона оси синоптического вихря до его верхней границы. Выше этого уровня расчетная область представляла собой цилиндр, простирающийся до поверхности 200 гПа . На рис. 1 представлены вертикальные разрезы расчетных областей на различных стадиях развития циклона. Результаты расчетов, представленные в табл. 1—3 и на рис. 2—3, показывают, что эти процессы существенно зависят от скорости перемещения (а значит, и от интенсивности, так как подвижные циклоны, имеют большие барические и термические градиенты, чем малоподвижные) и стадии развития циклона.

Запасы ДПЭ в подвижных циклонах больше, чем в малоподвижных. Этот факт можно объяснить следующим образом. Известно, что в зарождении и эволюции синоптических вихрей важная роль принадлежит бароклинности атмосферы [7]. Бароклинные процессы опускания холодного воздуха и поднятия теплого обуславливают генерацию кинетической энергии, процесс преобразования ДПЭ в кинетическую. Для того чтобы этот процесс развивался, температура на некотором уровне не должна быть постоянной. Если стра-

тификация устойчива, то температура на фиксированной высоте будет повышаться при опускании и понижаться при подъеме воздушных масс. Следовательно, этот процесс будет уменьшать горизонтальные градиенты температуры вплоть до полного их исчезновения. Таким образом, чем больше горизонтальные градиенты температуры и меньше устойчивость, что подвижным циклонам свойственно в большей степени, чем малоподвижным, тем большие значения кинетической энергии могут быть достигнуты, т. е. тем больше ДПЭ. При этом запасы ДПЭ в слое 600—200 гПа в подвижных циклонах составляют 79%, а в малоподвижных — 81%, т. е. процессы бароклинности в подвижных циклонах имеют более ровный вертикальный ход, чем в малоподвижных.

Таблица 1

Осредненные по площади циклонов значения ДПЭ (10^5 Дж/м²) по слоям

Слой, гПа	Стадия развития				Среднее значение
	I	II	III	IV	
Подвижные циклоны					
300—200	1,96	1,82	1,30	1,04	1,53
400—300	4,58	4,17	2,91	2,45	3,53
500—400	3,79	3,30	2,67	2,55	3,08
600—500	1,78	1,52	1,30	1,25	1,46
700—600	1,13	0,97	0,86	0,75	0,93
800—700	0,78	0,68	0,55	0,47	0,62
900—800	0,71	0,55	0,53	0,36	0,54
p_3 —900	0,51	0,55	0,51	0,36	0,48
p_3 —200	15,24	13,58	10,63	9,23	12,17
Малоподвижные циклоны					
300—200	1,38	1,21	1,01	0,48	1,02
400—300	4,91	3,07	2,30	1,95	3,06
500—400	2,78	2,56	2,24	2,22	2,45
600—500	0,90	0,93	0,93	0,85	0,90
700—600	0,58	0,61	0,56	0,50	0,56
800—700	0,47	0,52	0,49	0,46	0,48
900—800	0,48	0,33	0,36	0,33	0,38
p_3 —900	0,52	0,15	0,23	0,26	0,29
p_3 —200	12,02	9,38	8,12	7,05	9,14

Наибольшие значения ДПЭ на всех стадиях развития циклонического вихря отмечаются в районе тропопаузы (рис. 2). Это связано с тем, что в тропосфере температура воздуха убывает с высотой со средним вертикальным градиентом около 0,65 К/100 м, а вблизи тропопаузы вертикальный градиент температуры уменьшается до 0,2 К/100 м и ниже. Значения ДПЭ, как следует из формулы (3), увеличиваются при этом в 3—5 и более раз. Максимум в распределении ДПЭ на первых трех стадиях (начальная стадия, стадия моло-

дого циклона и стадия максимального развития) отмечается в слое 400—300 гПа, а на стадии заполнения — в слое 500—400 гПа (см. табл. 1). Это обусловлено тем, что по мере развития циклонического образования происходит его выхолаживание и высота тропопаузы в нем уменьшается.

Таблица 2

Осредненные по площади подвижных циклонов значения компонентов баланса доступной потенциальной энергии (Bm/m^2) по слоям

Слой, гПа	A_1	A_2	A_3	A_4	A_5	A_6
Начальная стадия						
400—200	-0,3	63,7	-54,5	-655,6	2,3	643,8
600—400	-0,4	87,0	-54,9	-1101,9	5,6	1063,8
800—600	-1,4	89,0	-79,3	-374,3	2,6	360,6
p_3 —800	-0,2	99,9	-91,5	-117,4	0,2	108,6
p_3 —200	-2,3	339,6	-280,2	-2249,2	10,7	2176,8
Стадия молодого циклона						
400—200	-1,2	74,9	-67,9	-829,0	3,4	817,4
600—400	-1,7	102,0	-100,2	-1381,1	6,6	1371,0
800—600	-0,6	121,6	-106,0	-335,3	0,9	318,2
p_3 —800	-0,3	96,8	-69,4	-83,9	1,3	54,9
p_3 —200	-3,8	395,3	-343,5	-2629,3	12,2	2561,5
Стадия максимального развития						
400—200	-4,1	163,3	-155,3	-1554,3	-0,2	1542,4
600—400	-2,0	160,9	-158,6	-2638,1	6,4	2627,4
800—600	-0,6	51,0	-26,6	-646,5	1,2	620,3
p_3 —800	-0,1	33,1	-40,3	-158,9	0,4	165,6
p_3 —200	-6,8	408,3	-380,8	-4997,8	7,8	4955,7
Стадия заполнения						
400—200	-1,7	-153,6	123,1	-346,4	0,0	-317,6
600—400	-0,4	129,1	-121,8	64,1	2,3	-74,1
800—600	-0,4	67,0	-54,6	-265,2	0,3	252,1
p_3 —800	-0,7	15,0	-11,7	-59,6	0,7	54,9
p_3 —200	-3,2	57,5	-65,0	85,7	3,3	-84,7
Средние значения без учета стадии развития						
400—200	-1,8	37,1	-38,6	-673,2	1,4	671,5
600—400	-1,1	119,8	-108,9	-1264,2	5,2	1247,0
800—600	-0,8	82,2	-66,6	-405,0	1,3	387,3
p_3 —800	-0,3	61,2	-53,2	-104,9	0,6	96,0
p_3 —200	-4,0	300,3	-267,3	-2447,3	8,5	2401,8

В большинстве ранее выполненных исследований по энергетике циклонов умеренных широт [9—13 и др.] было выявлено увеличение ДПЭ по мере углубления циклонического образования от начальной стадии до стадии максимального развития. Затем ДПЭ начинает убывать до момента выхода системы фронтов, а соответственно и зоны с повышенной бароклинностью и

Таблица 3

Осредненные по площади малоподвижных циклонов значения компонентов баланса доступной потенциальной энергии (Bm/m^2) по слоям

Слой, гПа	A_1	A_2	A_3	A_4	A_5	A_6
Начальная стадия						
400—200	-1,2	39,3	-17,8	211,4	3,2	-237,3
600—400	-0,7	23,7	-12,3	-608,3	0,4	595,8
800—600	-0,6	22,5	-27,6	-286,3	1,5	289,3
p_3 —800	-0,4	67,5	-59,1	-61,6	3,3	49,5
p_3 —200	-2,9	153,0	-116,8	-744,8	8,4	697,3
Стадия молодого циклона						
400—200	-4,6	-97,6	133,7	-875,8	-0,2	835,3
600—400	-0,4	127,1	-64,7	-722,2	5,0	654,4
800—600	0,2	58,7	-69,9	-507,0	0,1	518,3
p_3 —800	-1,2	67,7	-48,3	-148,3	1,4	126,3
p_3 —200	-6,0	155,9	-49,2	-2253,3	6,3	2134,3
Стадия максимального развития						
400—200	-2,2	101,1	-100,2	-1527,9	-0,1	1524,9
600—400	-0,7	84,0	-83,2	-1081,0	1,7	1077,8
800—600	-0,2	42,7	-38,2	-733,4	1,2	727,5
p_3 —800	0,3	34,0	-31,6	-207,8	0,2	205,5
p_3 —200	-2,8	261,8	-253,2	-3550,1	3,0	3535,7
Стадия заполнения						
400—200	-2,0	-60,1	58,7	39,2	0,5	-40,3
600—400	-0,2	-85,3	16,8	65,5	0,8	2,0
800—600	-0,2	13,2	-28,8	58,1	0,5	-43,2
p_3 —800	0,0	33,3	-30,2	-24,4	0,3	21,0
p_3 —200	-2,4	-98,9	16,5	138,4	2,1	-60,5
Средние значения без учета стадии развития						
400—200	-2,5	-4,3	18,6	-538,3	0,8	520,7
600—400	-0,5	37,4	-35,9	-586,5	2,0	582,5
800—600	-0,2	34,3	-41,1	-367,0	0,8	372,8
p_3 —800	-0,3	50,6	-42,3	-110,5	1,3	100,6
p_3 —200	-3,5	118,0	-100,7	-1602,3	4,9	1576,6

наибольшими запасами ДПЭ за пределы области циклонического вихря. На стадии заполнения циклона доступная потенциальная энергия может как уменьшаться, так и увеличиваться, однако изменения ДПЭ при этом, как правило, незначительны. Такой результат обусловлен двумя причинами: с одной стороны, эволюцией фронтальной системы, когда при расчете в ее пределах доступной потенциальной энергии на полигоне неизменной площади до стадии максимального развития циклонического вихря происходит рост ДПЭ, так как по мере углубления циклона степень бароклинности его фронтальной системы усиливается; с другой — постоянно увеличивающейся площадью циклонического образования по мере его эволюции, когда рост ДПЭ обусловлен ее расчетом по всей площади синоптического вихря путем суммирования результатов вычислений ДПЭ по его отдельным частям ввиду того, что ДПЭ в случае незамкнутой системы в ограниченной области интерпретируется как вклад рассматриваемой области в глобальное значение ДПЭ. Как следует из данных табл. 1, в процессе эволюции как подвижных, так и мало-подвижных циклонов происходит постоянное уменьшение запасов ДПЭ. Однако полученные результаты не противоречат исследованиям, представленным в [9—13 и др.], а лишь позволяют рассмотреть изменения запасов в ДПЭ в процессе эволюции циклонического вихря с несколько иных методических позиций. При данном способе определения ДПЭ вклад бароклинной области с высокими значениями ДПЭ с каждой стадией становится все меньше, так как увеличивается площадь циклона с одновременным ростом вклада его периферийных областей, где значения ДПЭ, как правило, невелики, что и обуславливает монотонное убывание ДПЭ в целом по циклону. При выходе системы фронтов за пределы области циклонического вихря скорость уменьшения запасов ДПЭ замедляется, что особенно заметно в подвижных образованиях (см. табл. 1). Рассмотренный подход к определению ДПЭ незамкнутой системы в ограниченной области является более универсальным, так как позволяет сравнивать удельные значения ДПЭ любых объектов и отдельных частей в циклоне, а также различных циклонических вихрей в целом.

Скорость уменьшения запасов ДПЭ (табл. 1), описываемая индивидуальной производной dA/dt , зависит от стадии развития циклона (табл. 2—3). На первых трех стадиях значения dA/dt составляют в подвижных циклонах $-61,7$; $-55,6$ и $-34,3 \text{ Bm/m}^2$, в малоподвижных соответственно $-39,1$; $-112,7$ и $-11,4 \text{ Bm/m}^2$. При этом средняя скорость индивидуального уменьшения ДПЭ в подвижных циклонах составляет $50,5 \text{ Bm/m}^2$, в малоподвижных $54,4 \text{ Bm/m}^2$. Однако на стадии заполнения в обоих типах циклонов dA/dt имеет положительное значение: в подвижных циклонах $4,3 \text{ Bm/m}^2$, в малоподвижных $80,0 \text{ Bm/m}^2$. По-видимому, к стадии заполнения циклонов значения ДПЭ становятся ниже фоновых, поэтому активизируются процессы ее притока из окружающих циклоны регионов, причем более интенсивные в малоподвижных циклонах, так как общее уменьшение ДПЭ в них больше, чем в подвижных.

Незначительные локальные изменения ДПЭ (см. табл. 2—3, рис. 3), наибольшие из которых происходят в слое 400—200 гПа, формируются на фоне интенсивной дивергенции горизонтального и вертикального потоков. На всех стадиях развития как подвижных, так и малоподвижных циклонов преобладают процессы притока ДПЭ через боковые границы и оттока ее через верхнюю границу циркуляционных образований.

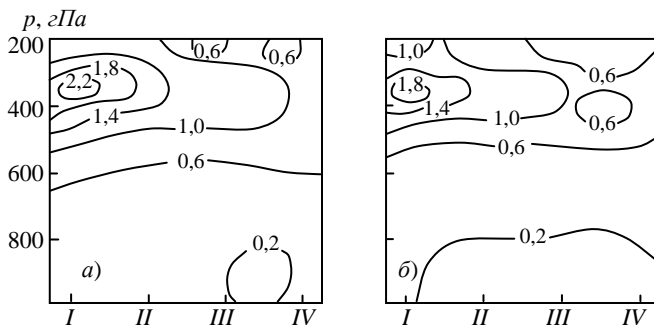


Рис. 2. Распределение запасов доступной потенциальной энергии ($10^5 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \cdot 50 \text{ гПа})$) в подвижных (а) и малоподвижных (б) циклонах на разных стадиях их развития.

Здесь и далее обозначение стадий развития циклонов как на рис. 1.

Средние оценки дают классическую картину распределения адвективного и конвективного притоков (оттоков) энергии в циклоне: в нижней и средней тропосфере отмечается горизонтальный приток ДПЭ к циклоническому вихрю с одновременным компенсационным оттоком ее по вертикали, а в верхней тропосфере по горизонтали наблюдается отток ДПЭ, который компенсируется ее притоком через верхнюю границу столба атмосферы.

Сравнивая значения высвобожденной ДПЭ (слагаемое A_4 в табл. 2—3) со значениями генерации кинетической энергии K_4 , которые по этой же выборке составили для подвижных циклонов $-33,6 \text{ Вм}/\text{м}^2$, а для малоподвижных $-8,6 \text{ Вм}/\text{м}^2$, необходимо отметить, что в циклонах лишь небольшая часть ДПЭ преобразуется в кинетическую энергию. Коэффициент полезного действия такого преобразования, который определяется как отношение K_4/A_4 , составляет для подвижных циклонов 1,2%, для малоподвижных 0,6%, т. е. подвижные циклоны примерно на 50% энергетически активнее малоподвижных. Таким образом, циклоны так же, как и общая циркуляция атмосферы, являются очень неэффективными термодинамическими системами. Общая циркуляция использует около 1% поступающей солнечной энергии [11], тогда как по данным данной выборки в подвижных циклонах превращается в кинетиче-

скую энергию от 0,4 до 4,5% ДПЭ, а в малоподвижных — от 0,3 до 1,9% ДПЭ.

Генерация ДПЭ за счет фазовых превращений водяного пара на 2—3 порядка меньше слагаемых A_2 , A_3 и A_4 (см. табл. 2—3). При этом наибольшие ее значения отмечаются на первых трех стадиях развития циклона: в подвижных вихрях в слое 600—400 гПа, в малоподвижных — в слое 500—300 гПа (рис. 3). Подобные оценки были получены в работе [9].

Наконец, слагаемое A_6 , представляющее собой изменение ДПЭ вследствие изменения массы воздуха в столбе атмосферы, в значительной степени определяется слагаемым A_4 , что вполне естественно, так как последнее характеризует освобождение или накопление ДПЭ вследствие вертикального перераспределения масс (табл. 2—3, рис. 3).

В заключение приведем результаты пространственного распределения ДПЭ и составляющих ее баланса в интенсивном западном циклоне на стадии его максимального развития (рис. 4). Исследуемый циклон сформировался 28 ноября 1988 г. у берегов Норвегии в Северном море. Затем, перемещаясь на восток-юго-восток со скоростью 55 км/ч, он достиг стадии максимального развития в районе Минска. Минимальное давление в его центре 30 ноября в 0 ч равнялось 970,4 гПа, причем за предшествующие сутки оно понизилось на 14 гПа, что превышает среднюю величину (10 гПа/сут) для рассмотренных циклонов.

Основные запасы ДПЭ сосредоточены в центре и на северной периферии циклона. Наибольшие локальные изменения ДПЭ отмечаются в его тыловой части. В целом по циклону преобладает горизонтальный отток энергии к его периферии, наиболее значительный в области теплого фронта, однако в нижней половине тропосферы (p_3 —600 гПа) этот поток положителен, а общая картина формируется благодаря процессам в верхней части циклона (слой 600—200 гПа). Аналогичная картина (но с обратным знаком) наблюдается и в отношении вертикального энергообмена (см. рис. 4). Такая картина распределения горизонтального и вертикального потоков ДПЭ довольно характерна для циклонов на стадии их максимального развития и свидетельствует о необходимости рассмотрения этих процессов отдельно для нижней и верхней частей циклонического вихря, а в некоторых случаях и по более тонким слоям.

Освобождение ДПЭ (преобразование в кинетическую энергию при вертикальном перераспределении воздуха в столбе атмосферы) происходит в области холодного фронта, а ее накопление — за холодным фронтом, в тыловой части циклона. Этими же процессами определяется изменение ДПЭ за счет изменения массы воздуха в столбе атмосферы (см. рис. 4). Генерация ДПЭ за счет процессов конденсации водяного пара наблюдается в области фронтов. Процессы испарения капель воды и кристаллов льда, характерные для тыловой части циклона, обеспечивают сток ДПЭ.

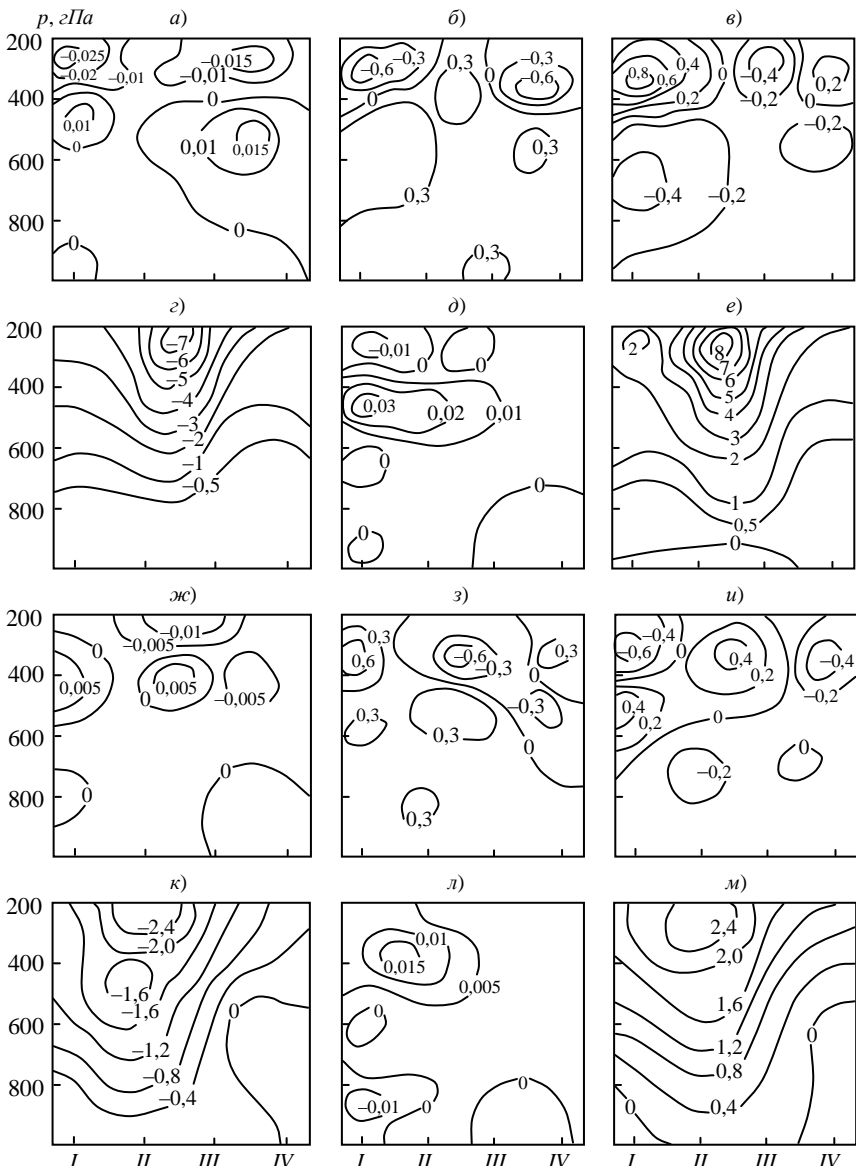


Рис. 3. Распределение составляющих баланса доступной потенциальной энергии ($10^2 \text{ Bm}/(\text{m}^2 \cdot 50 \text{ zPa})$) по высоте в подвижных (а, б, в, г, д, е) и малоподвижных (ж, з, и, к, л, м) циклонах на разных стадиях их развития.

Обозначения слагаемых соответствуют уравнению (1):

A_1 (а, ж), A_2 (б, з), A_3 (в, и), A_4 (г, к), A_5 (д, л), A_6 (е, м).

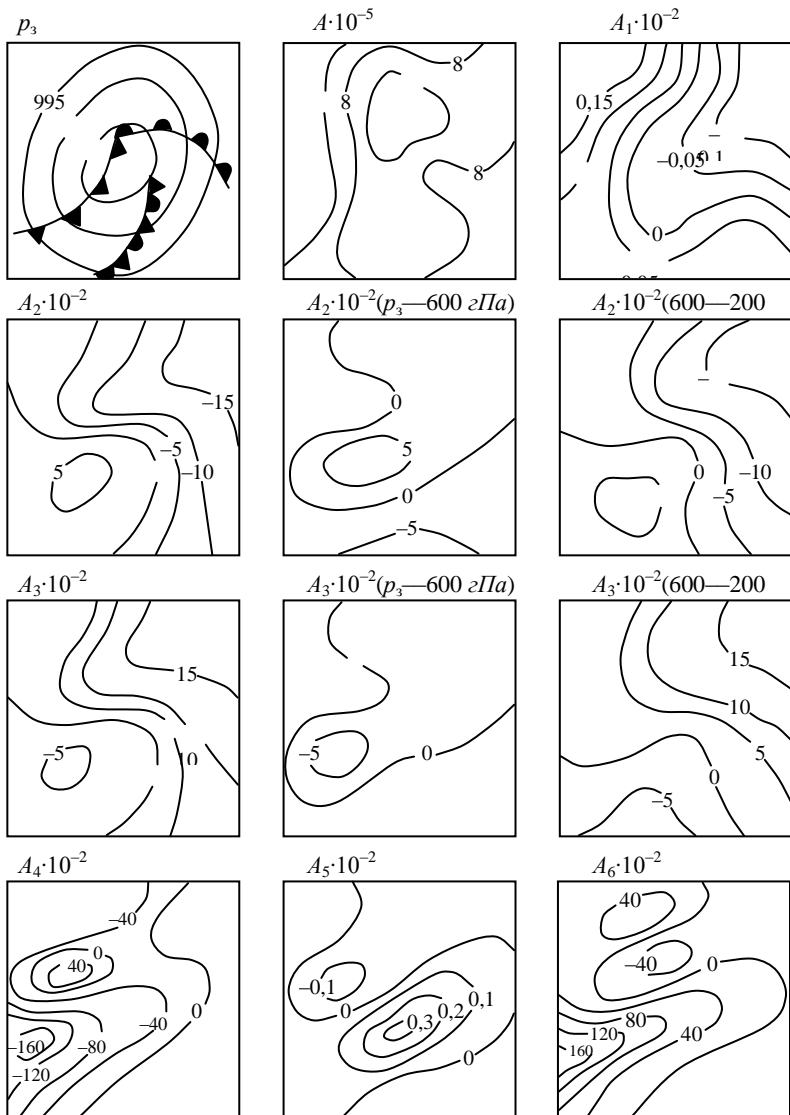


Рис. 4. Распределение приземного давления (p_3 , zPa), запасов ДПЭ ($A \cdot 10^{-5}$ Дж/м²) и составляющих ее баланса ($Bm/м^2$) в циклоне 30 ноября 1988 г. в 0 ч на стадии максимального развития в слое p_3-200 zPa (для горизонтального и вертикального энергообмена отдельно для слоев p_3-600 zPa , $600-200$ zPa и p_3-200 zPa). Обозначения притоков энергии соответствуют уравнению (1).

На основании проведенного исследования можно сделать следующие выводы.

1. Предложенная методика расчета ДПЭ и составляющих ее баланса может быть использована в анализе энергоемкости механизмов развития циклонов умеренных широт.

2. Ошибки исходной информации и расчетов на ЭВМ не превышают 9% величины слагаемых в уравнении баланса (1) и, таким образом, не оказывают принципиального влияния на результаты расчетов.

3. Величина запасов ДПЭ в циклонических вихрях может служить количественной характеристикой степени их бароклинности.

4. Под действием процесса преобразования ДПЭ в кинетическую происходит постоянное уменьшение ее запасов. Коэффициент полезного действия такого преобразования изменяется в пределах от 0,4 до 4,5% в подвижных циклонах и от 0,3 до 1,9% в малоподвижных. Таким образом, подвижные циклоны примерно на 50% энергетически активнее малоподвижных.

5. Несмотря на то, что генерация ДПЭ за счет фазовых превращений водяного пара в среднем на 2—3 порядка меньше остальных слагаемых, ее рассмотрение необходимо прежде всего с точки зрения учета наиболее важного из всех неадиабатических процессов.

Литература

1. Ван Мигем Ж. Энергетика атмосферы. Л.: Гидрометеоздат. 1977. 327 с.
2. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеоздат. 1991. 616 с.
3. Калинин Н.А. Исследование энергетики циклонов умеренных широт. Метеорология и гидрология. 1994. № 5. С. 55—67.
4. Капитанова Т.П., Сергеев Б.Н. Энергетические характеристики циклонов умеренных широт. Обзор. Обнинск. ВНИИГМИ-МЦД. 1988. 45 с.
5. Лагун В.Е. Диагностические исследования синоптической вихревой энергетики атмосферы: обзор. В сб.: Исследования вихревой динамики и энергетики атмосферы и проблема климата. Л.: Гидрометеоздат. 1990. С. 60—85.
6. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы: Пер. с англ. / Под ред. С.С. Зилитинкевича. Л.: Гидрометеоздат. 1970. 260 с.
7. Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л., Солдатенко С.А. Качественный анализ возникновения синоптических вихрей в атмосфере. Метеорология и гидрология. 1994. № 8. С. 19—32.
8. Пинус Н.З. Доступная потенциальная энергия в атмосфере и ее превращение в кинетическую энергию. Метеорология и гидрология. 1982. № 4. С. 106—116.
9. Mchall Y.L. Available potential energy in the atmosphere. Meteorol. and Atmos. Phys. 1990. Vol. 42. No. 1. PP. 39—55.
10. Smith P.J. On the contribution of a limited region to the global energy budget. Tellus. 1969. Vol. 21. No. 2. PP. 202—207.
11. Smith P.J. The energetics extratropical cyclones. Rev. Geophys. and Space Phys. 1980. Vol. 18. No. 2. PP. 378—386.

12. Smith P.J. and Dare P.M. The kinetic and available potential energy budget of a winter extratropical cyclone system. *Tellus*. 1986. Vol. 38A. No. 1. PP. 49—59.

13. Vincent D.G., Pant G.B. and Edmon H.J. Generation of available potential energy of an extratropical cyclone system. *Mon. Wea. Rev.* 1977 Vol. 105. No. 11. PP. 1252—1265.

1.9. Генерация доступной потенциальной энергии вследствие крупномасштабной конденсации в циклонах умеренных широт*

Доступная потенциальная энергия атмосферы (ДПЭ) определяется как разность между полной потенциальной энергией и энергией в устойчивом гидростатическом равновесии. В энергетическом цикле крупномасштабных атмосферных процессов ДПЭ представляет собой ту часть полной потенциальной энергии, которая может быть преобразована в кинетическую энергию. При изучении энергетики циклонов широкое распространение получило понятие о региональной ДПЭ для открытых (незамкнутых) систем [17, 21]. Это понятие отличается от концепции глобальной ДПЭ тем, что характеризует вклад рассматриваемой области в глобальное значение ДПЭ.

При исследовании энергетики циклонов обычно рассматривают составляющие баланса кинетической и доступной потенциальной энергии, поскольку эти формы энергии в наибольшей степени отражают физическую сущность процессов в атмосферных синоптических вихрях. Однако расчет ДПЭ отличается более высокой точностью в сравнении с той, которая обычно имеет место при расчетах полей кинетической энергии, для вычисления которой берутся поля скорости ветра или (не в лучшем варианте) поля геопотенциала с использованием квазигеострофического приближения. Развитие теории о ДПЭ коснулось, главным образом, определения и оценки генерации ДПЭ в циклонах умеренных широт под действием неадиабатических факторов. Роль неадиабатических притоков (стоков) тепла в генерации ДПЭ наиболее ярко выражена в случаях неравномерного распределения в пространстве источников и стоков тепла [15]. Следует еще заметить, что, как показывает теоретический анализ [10], скорость образования недоступной потенциальной энергии приблизительно равна скорости образования полной потенциальной энергии вследствие нагревания, обусловленного трением. Таким образом, приток тепла, обусловленный трением, не отражается на генерации ДПЭ, поэтому генерация ДПЭ определяется главным образом радиационными факторами и процессами фазовых переходов водяного пара. По оценкам зарубежных авторов, изучавших внетропические циклоны на территории США [16, 18—21, 23, 24], вклад генерации ДПЭ вследствие фазовых переходов водяного пара в рассматриваемых синоптических вихрях составляет в среднем от 70 до 90% генерации ДПЭ неадиабатическими источниками. Результаты расчетов баланса ДПЭ в 340 циклонических образованиях

* См. Метеорология и гидрология. 2002. № 4 (совместно с А.Л. Ветровым).

умеренных широт над Евразией представлены в [4, 5]. Однако в этих работах, а также в ряде зарубежных исследований [22], мощность источника тепла вследствие фазовых переходов определяется по остаточному слагаемому уравнения баланса водяного пара. Оценка генерации ДПЭ за счет фазовых преобразований водяного пара в данном случае определяется косвенно, так как остаточное слагаемое в уравнении баланса водяного пара кроме скорости конденсации (испарения) характеризует приток водяного пара, обусловленный турбулентным перемешиванием, а также содержит ошибки исходной информации и расчетов.

С целью развития выполненных ранее исследований в данной статье рассмотрены особенности генерации ДПЭ за счет фазовых переходов водяного пара в циклонических образованиях, наблюдавшихся над Евразией за пятилетний период (1986—1991 гг.) и прошедший полный цикл своего развития, включающий четыре стадии: начальную (I), стадию углубления, или стадию молодого циклона (II), стадию максимального развития (III) и заполнения (IV). Всего было рассмотрено 107 циклонов, из которых 85 подвижных, смещающихся со скоростью более 10 км/ч, и 22 малоподвижных, смещающихся со скоростью менее 10 км/ч [2]. Подвижные циклоны в свою очередь подразделяются на южные (36 случаев) и западные (49 случаев) [14]. В качестве исходных данных использовались результаты сетевого температурно-ветрового зондирования атмосферы за 0 и 12 ч международного согласованного времени (МСВ) [7]. Все расчеты производились в изобарической системе координат, позволяющей использовать для анализа полученных результатов карты барической топографии.

Формула для определения генерации доступной потенциальной энергии вследствие фазовых переходов водяного пара G (Вт/м) в слое атмосферы (p_3, p) имеет, согласно [5, 8, 15], следующий вид:

$$G = \frac{1}{g} \int_p^{p_3} N \varepsilon_\phi dp, \quad (1)$$

где $g = 9,8 \text{ м/с}^2$ — ускорение свободного падения; p — давление, гПа; N — коэффициент эффективности полной потенциальной энергии; ε_ϕ — удельный приток тепла, обусловленный фазовыми переходами водяного пара в атмосфере, Вт/кг; p_3 — приземное давление, гПа.

Коэффициент эффективности полной потенциальной энергии, методика расчета которого изложена в [4, 5], определялся по следующей формуле:

$$N = \frac{1}{2} \left[\frac{\gamma_a \sigma_T^2}{(\gamma_a - \gamma) T^2} \right], \quad (2)$$

где T — температура, К; $\gamma_a = 0,98 \text{ К/100 м}$ — сухоадиабатический градиент; σ_T^2 — взвешенное значение дисперсии температуры на изобарической по-

верхности; γ — вертикальный градиент температуры. Горизонтальная черта сверху означает осреднение по изобарической поверхности.

Приток тепла, обусловленный фазовыми переходами водяного пара в атмосфере, определяется путем параметризации, в основе которой лежит метод расчета скорости конденсации при крупномасштабном процессе (для краткости в дальнейшем этот процесс будем называть крупномасштабной конденсацией). Физическая интерпретация этого механизма заключается в том, что выделение теплоты конденсации повышает температуру соответствующей массы воздуха и способствует росту теплового контраста с соседними воздушными массами, а следовательно, увеличивает ДПЭ [4, 15]. Конкретные схемы параметризации различаются по существу только вычислительными алгоритмами [1, 9, 11, 13]. Важнейшим моментом параметризации крупномасштабной конденсации является необходимость вычисления вертикальной скорости независимым от параметризации способом. В данной работе вертикальная скорость рассчитывалась с использованием уравнения неразрывности по методике, изложенной в [6].

Для вывода параметризационных соотношений отвлечемся от адвективных процессов, а также от всех видов притока тепла и влаги, кроме их притоков, обусловленных фазовыми превращениями влаги [1].

Рассмотрим уравнение первого начала термодинамики (уравнение притока тепла), записанное в виде

$$dQ = c_p dT - RT \frac{dp}{p},$$

или

$$\frac{dQ}{dt} = c_p \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt}.$$

Отсюда

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt} + \frac{1}{c_p \rho} \frac{dp}{dt}. \quad (3)$$

Здесь Q — приток тепла, Дж/кг; $c_p = 1007$ Дж/(кг · К) — удельная теплоемкость воздуха при $p = \text{const}$; $R = 287$ Дж/(кг · К) — удельная газовая постоянная сухого воздуха; t — время, с; ρ — плотность воздуха, кг/м³.

При сделанных предположениях

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{Lm}{\rho} = \varepsilon_\Phi, \quad (4)$$

где L — скрытая теплота парообразования, Дж/кг; m — скорость конденсации (изменение количества водяного пара в единице объема в единицу времени), кг/(м³ · с).

Учитывая, что $\tau = dp/dt$ и подставляя (4) в (3), уравнение притока тепла перепишем в виде

$$\frac{dT}{dt} = \frac{Lm}{c_p \rho} + \frac{\tau}{c_p \rho}, \quad (5)$$

где τ — вертикальная скорость в изобарической системе координат, гПа/с .

Будем считать, что конденсация водяного пара происходит, когда относительная влажность достигает 100%, т.е. когда водяной пар становится насыщенным. Тогда

$$m = -\frac{d\rho_n}{dt}, \quad (6)$$

где ρ_n — плотность насыщенного водяного пара, кг/м^3 . Из уравнения состояния водяного пара следует, что

$$\rho_n = \frac{E}{R_n T}, \quad (7)$$

где $R_n = 461,5 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$ — удельная газовая постоянная водяного пара; E — парциальное давление насыщенного водяного пара, гПа .

Дифференцируя (6) с учетом (7), получим

$$m = -\left(\frac{1}{R_n T} \frac{dE}{dt} - \frac{E}{R_n T^2} \frac{dT}{dt} \right). \quad (8)$$

Учитывая, что

$$\frac{dE}{dt} = \frac{dE}{dT} \frac{dT}{dt},$$

и используя соотношение Клаузиуса–Клапейрона

$$\frac{dE}{dT} = \frac{LE}{R_n T^2},$$

преобразуем (8) к следующему виду:

$$m = -\frac{E}{R_n T^2} \left(\frac{L}{R_n T} - 1 \right) \frac{dT}{dt}.$$

Введем вместо величины m величину $C = m/\rho$ — скорость конденсации водяного пара в единице массы воздуха. Очевидно, что

$$C = -\frac{E}{\rho R_n T^2} \left(\frac{L}{R_n T} - 1 \right) \frac{dT}{dt}. \quad (9)$$

Подставим теперь в выражение (9) величину dT/dt из соотношения (5). В результате получим

$$C = -\frac{E}{\rho R_n T^2} \left(\frac{L}{R_n T} - 1 \right) \left(\frac{L}{c_p} C + \frac{\tau}{c_p \rho} \right). \quad (10)$$

Решая это уравнение относительно C и имея в виду, что согласно уравнению состояния

$$\frac{1}{\rho T} = \frac{R}{p},$$

получаем

$$C = \frac{\frac{ER^2}{c_p p^2 R_n} \left(1 - \frac{L}{R_n T}\right)}{1 + \frac{ELR(L - R_n T)}{c_p p R_n^2 T^2}} \tau. \quad (11)$$

С учетом того, что

$$\frac{R}{R_n} \frac{E}{p} = q_s$$

формулу (11) можно записать в следующем виде:

$$C = \frac{\frac{q_s R^2}{p c_p} \left(1 - \frac{L}{R_n T}\right)}{1 + \frac{q_s L(L - R_n T)}{c_p R_n T^2}} \tau, \quad (12)$$

где q_s — массовая доля насыщенного водяного пара, $г/кг$.

На основании соотношений (4), (9) и (12) окончательно получаем:

$$\varepsilon_\Phi = \frac{Lm}{\rho} = LC.$$

Ввиду того, что гигрометрические характеристики m , ρ_n , E , q_s в представленных формулах (6)—(12) характеризуют насыщенный водяной пар, то генерация ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации с помощью выражения (1) оценивается как максимально возможная.

Для анализа общей характеристики процессов, управляющих генерацией ДПЭ в циклонических образованиях, ее значения, вычисленные по формуле (1), осреднялись по всей площади циклонов методом взвешенного среднего. Результаты расчетов, представленные в таблице, показывают, что эти процессы существенно зависят от интенсивности и стадии развития циклонов.

Значения генерации ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации в подвижных циклонах больше, чем в малоподвижных. Эту особенность можно объяснить следующим образом. Известно, что в зарождении и эволюции синоптических вихрей важная роль принадлежит бароклинности атмосферы [12]. Количественным выражением интенсивности бароклинных процессов опускания холодного воздуха и поднятия теплого является коэффициент эффективности полной потенциальной энергии N , определяемый по формуле

(2). Согласно (2), чем больше горизонтальные градиенты температуры и меньше устойчивость, что подвижным циклонам свойственно в большей степени, чем малоподвижным, тем больше N , а следовательно и G . Из выражения (2) следует также, что N может принимать отрицательные значения. В этом случае ДПЭ генерируется за счет отрицательного неадиабатического притока тепла, например при адвекции холодных воздушных масс, когда $\gamma_a < \bar{\gamma}$. Однако приведенное обстоятельство является важным, если толщина исследуемого слоя атмосферы не превышает 500—600 м [5]. В рассмотренных нами циклонах расчет генерации ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации производился в слоях равной массы толщиной 100 гПа, поэтому случаев, когда $\gamma_a < \bar{\gamma}$, не наблюдалось.

Осредненные по площади циклонов значения максимально возможной генерации ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации (Bm/m^2) по слоям

Слой, гПа	Стадия развития			
	I	II	III	IV
	Западные циклоны			
400—100	0,2	0,3	0,3	0,2
700—400	2,0	2,3	2,5	1,0
p_3 —700	2,7	2,8	2,9	1,2
p_3 —100	4,9	5,4	5,7	2,4
	Южные циклоны			
400—100	0,3	0,3	0,3	0,2
700—400	1,6	1,8	2,0	0,9
p_3 —700	1,4	1,8	2,2	1,2
p_3 —100	3,3	3,9	4,5	2,1
	Малоподвижные циклоны			
400—100	0,1	0,2	0,2	0,1
700—400	0,6	0,8	0,8	0,4
p_3 —700	0,9	1,0	1,1	0,7
p_3 —100	1,6	2,0	2,1	1,2

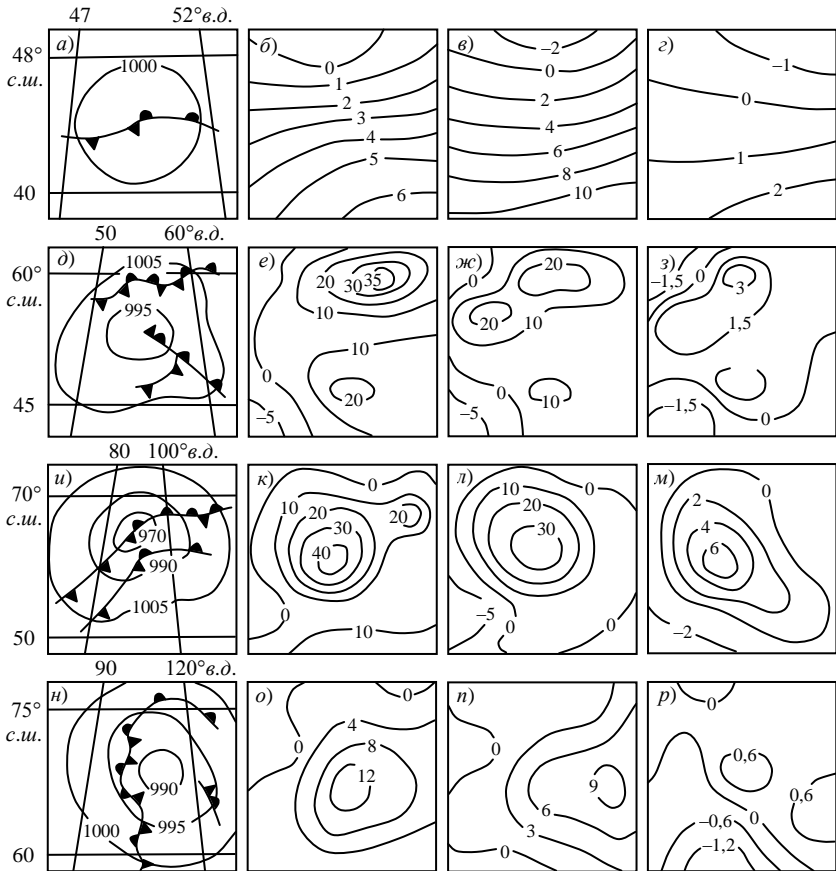
Необходимо отметить также, что в подвижных циклонических вихрях скорости восходящих движений и запасы влаги больше, чем в малоподвижных, что также способствует более интенсивной генерации ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации в западных и южных циклонах по сравнению с малоподвижными образованиями.

В процессе эволюции всех циклонов происходит рост значений G от начальной стадии до стадии максимального развития. При этом наибольшая интенсивность генерации ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации отмечается в западных циклонах, большая часть которых образовалась вблизи побережья Западной Европы над акваторией Атлантического океана. Бла-

годаря значительным запасам влаги в прилегающих к водной поверхности слоях атмосферы, в циклонах этого типа максимальные значения G наблюдаются в нижней тропосфере и с высотой G уменьшается. Аналогичный характер распределения G на начальной стадии отмечается и в малоподвижных циклонах, также в основном сформировавшихся в морской воздушной массе умеренных широт. Однако ввиду малой интенсивности происходящих в этих циклонах термодинамических процессов значения G в них в 3 раза меньше, чем в западных циклонах.

Из 36 южных циклонов 15 возникли над бассейном Черного моря и прилегающими к нему районами, 12 развились на полярном фронте над Прикаспийской низменностью, 5 сформировались над Аральским морем, а 4 перемещались с юга Каспийского моря [14]. Как следует из данных таблицы, максимальная скорость генерации ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации в южных циклонах на начальной стадии отмечается в средней тропосфере. Эту особенность можно объяснить следующим образом. Несмотря на то, что в южных циклонических образованиях наибольшие запасы водяного пара отмечались в нижней тропосфере, все же их было существенно меньше, чем в западных вихрях, поэтому основное влияние на процесс генерации ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации оказывали вертикальные движения, максимум в распределении которых приходился на среднюю тропосферу.

Проведенные нами исследования 320 циклонических образований показали, что за счет трансформации воздушных масс и выпадения осадков количество водяного пара в процессе жизнедеятельности циклонов уменьшается [5]. Если бы в системе циклона все время оставались одни и те же массы воздуха, то запасы влаги, уменьшаясь в соответствии с количеством выпавших осадков, расходовались бы настолько быстро, что через несколько часов воздух в системе циклона оказался бы совершенно сухим. Однако такого быстрого уменьшения влагосодержания не наблюдается, потому что в циклоническую циркуляцию все время вовлекаются новые массы воздуха с большим содержанием водяного пара [3]. Приведенные в таблице данные подтверждают вывод о том, что в процессе эволюции циклонов происходит постоянное обновление воздушных масс, приводящее к активизации фазовых преобразований водяного пара, а, следовательно, и к росту скорости генерации ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации. При этом вертикальное распределение G в циклонах всех типов к стадии максимального развития приобретает одинаковый характер: наибольшая скорость генерации ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации отмечается в нижней и средней тропосфере — области активного фронтогенеза и подъема воздушных масс, а наименьшая — в верхней тропосфере и нижней стратосфере, где существенно уменьшается интенсивность фазовых преобразований водяного пара и вертикальных движений.



Поля приземного давления p_3 (зПа, а, д, и, н) и максимально возможной генерации доступной потенциальной энергии вследствие крупномасштабной конденсации G (Bm/m^2 , б—з, е—з, к—м, о—п) в южном циклоне на начальной стадии (а—з), стадии углубления (д—з), стадии максимального развития (и—м) и стадии заполнения (н—п) в слоях p_3 —700 (б, е, к, о), 700—400 (в, ж, л, н) и 400—100 зПа (з, з, м, п).

На стадии заполнения при выходе системы фронтов за пределы области циклонического вихря скорость генерации ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации уменьшается в зависимости от типа циклонов в 1,8—2,4 раза (таблица).

В качестве примера рассмотрим пространственное распределение скорости генерации ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации в интенсивном южном циклоне, наблюдавшемся 15—20 апреля 1988 г.

На начальной стадии исследуемый циклон располагался над центральной акваторией Каспийского моря. На приземной карте в 0 ч МСВ 15 апреля 1988 г. он был оформлен единственной замкнутой изобарой 1000 гПа и имел широкий теплый сектор, в котором находился тропический воздух (рисунок а). На карте OT_{1000}^{500} за тот же срок наблюдался обширный гребень тепла, ось которого проходила с юго-востока на северо-запад. Приземный центр циклона находился в передней части высотной ложбины, расположенной над восточными районами европейской территории России. В тылу циклона наблюдалась интенсивная адвекция холода, а в передней части — адвекция тепла. Таким образом, 15 апреля 1988 г. в районе Каспийского моря сложились очень благоприятные условия для развития и дальнейшего углубления южно-го циклона, а также для его выхода на территорию России [14].

Со скоростью около 40 км/ч циклон перемещался в северо-северо-восточном направлении, и к стадии молодого центр его находился над Оренбургской областью (рисунок д). В 0 ч 16 апреля давление в центре циклона было 995 гПа и в дальнейшем продолжало падать. Интенсивные очаги падения давления были расположены в передней части и в теплом секторе циклона, а интенсивные очаги роста — в тылу. Исследуемый молодой циклон был очень асимметричен в термическом отношении, контрасты температуры воздуха между его тыловой частью и теплым сектором достигали 20°C. На картах барической топографии приземный центр циклона по-прежнему располагался в передней части высотной ложбины, связанной с высотной фронтальной зоной, в гребне тепла, где еще сохранялись условия для падения давления. Далее молодой циклон перевалил через Уральские горы и со скоростью 60 км/ч начал перемещаться в северо-восточном направлении над Западной Сибирью. Давление в центре циклона продолжало падать, в 0 ч 17 апреля оно было 974,9 гПа. Затем стал наблюдаться небольшой рост давления и начался процесс окклюзии, ознаменовавший собой начало стадии максимального развития циклона. В дальнейшем в результате сближения начинающего окклюзировать полярно-фронтального циклона с арктическим фронтом произошло внедрение в область циклона свежей массы холодного воздуха и усиление температурного контраста, в результате чего к 12 ч 17 апреля давление в центре циклона упало до 967,4 гПа.

Рассматриваемый синоптический вихрь занимал всю Западную Сибирь (рисунок и). Вблизи поверхности 300 гПа через весь циклон проходили две ветви струйного течения (60—70 км/ч). Далее циклон перемещался со скоростью 45 км/ч над Восточной Сибирью. К концу стадии максимального развития скорость циклона уменьшилась до 35 км/ч. С 12 ч 18 апреля циклон начал постепенно выходить из высотной фронтальной зоны. Струйное течение сместилось на его юго-восточную периферию. В начале стадии заполнения циклон располагался над побережьем моря Лаптевых (рисунок н). Давление в его центре в 12 ч 19 апреля было 994,3 гПа и в дальнейшем продолжало расти.

Затем исследуемый вихрь начал перемещаться на север, пока не слился с молодой циклонической системой.

На начальной стадии рассматриваемого барического образования максимальные значения генерации ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации отмечаются в теплом секторе и в слое 700—400 гПа достигают 10 Вт/м^2 . На северной периферии циклонического вихря происходит диссипация ДПЭ со скоростью 2 Вт/м^2 , обусловленная нисходящими движениями воздуха и испарением капель воды и кристаллов льда (рисунок в).

В результате вовлечения в циклоническую циркуляцию новых масс воздуха с большим содержанием водяного пара максимум в скорости генерации ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации в процессе дальнейшего углубления циклона смещается в нижнюю тропосферу (рисунок е). На стадии молодого циклона очаги с максимальным значением G расположены в зоне волнообразования на арктическом фронте и в теплом секторе полярно-фронтальной системы (соответственно 35 и 20 Вт/м^2 в слое p_3 —700 гПа). Диссипация ДПЭ происходит за холодными фронтами. Изолиния с нулевым значением G проходит по западной периферии циклона (рисунок е).

На стадии максимального развития наибольшая скорость генерации ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации отмечается в области фронтов с небольшим смещением очага максимальных значений G (40 Вт/м^2) в сторону теплого сектора циклона. В нижней тропосфере на северо-восточной периферии циклонического вихря расположен второй максимум генерации ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации (20 Вт/м^2), обусловленный процессом волнообразования на теплом участке арктического фронта (рисунок к). Диссипация ДПЭ, достигающая 5 Вт/м^2 , наиболее ярко проявляется в средней тропосфере за холодным участком арктического фронта (рисунок л). Нулевая изолиния G проходит через западную периферию и тыл циклона.

На стадии заполнения циклонического вихря скорость генерации ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации заметно уменьшается (рисунки о, н, р). Приток ДПЭ в нижней тропосфере (до 12 Вт/м^2) обусловлен процессами волнообразования на арктическом фронте (рисунок о). Максимум G в средней тропосфере, достигающий 9 Вт/м^2 , связан с фронтом окклюзии (рисунок н).

В заключение подчеркнем, что в представленной работе влияние энергии фазовых переходов воды на процесс развития циклонов умеренных широт оценивалось с помощью концепции доступной потенциальной энергии. Проведенное исследование показало, что максимально возможная генерация ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации сравнима с генерацией кинетической энергии [5, 8]. Исходя из этого, можно предположить, что бароклинные волны могут поддерживаться неадиабатическими процессами, внутренними для волн, а не одной лишь энергией среднего потока.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 01-05-64454).

Литература

1. Белов П.Н., Борисенков Е.П., Панин Б.Д. Численные методы прогноза погоды. Л.: Гидрометеоиздат. 1989. 376 с.
2. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеоиздат. 1991. 616 с.
3. Домбковская Е.П. О возможности использования данных общего влагосодержания атмосферы в синоптическом анализе. Труды Гидрометцентра СССР. 1973. Вып. 110. С. 73—85.
4. Калинин Н.А. Исследование доступной потенциальной энергии циклонов умеренных широт. Метеорология и гидрология. 1997. № 1. С. 37—49.
5. Калинин Н.А. Энергетика циклонов умеренных широт. Пермь. Изд-во Пермского университета. 1999. 192 с.
6. Калинин Н.А., Связов Е. М. Трансформация и приток кинетической энергии в циклонах вследствие вихревой турбулентности. Метеорология и гидрология. 1999. № 12. С. 13—20.
7. Калинин Н.А., Соснина Л.П., Шкляев В.А. Комплекс баз научных данных «Метео». Пермь. Изд-во Пермского университета. 1992. 32 с.
8. Капитанова Т.П., Сергеев Б.Н. Энергетические характеристики циклонов умеренных широт. Обзор. Обнинск. ВНИИГМИ-МЦД. 1988. 46 с.
9. Курбаткин Г.П., Дегтярев А.И., Фролов А.В. Спектральная модель атмосферы, инициализация и база данных для численного прогноза погоды. СПб.: Гидрометеоиздат. 1994. 184 с.
10. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы: Пер. с англ. / Под ред. С.С. Зилитинкевича. Л.: Гидрометеоиздат. 1970. 260 с.
11. Матвеев Л.Т. Динамика облаков. Л.: Гидрометеоиздат. 1981. 312 с.
12. Матвеев Л.Т., Матвеев Ю. Л., Солдатенко С.А. Качественный анализ возникновения синоптических вихрей в атмосфере. Метеорология и гидрология. 1994. № 8. С. 19—32.
13. Модели общей циркуляции атмосферы. / Пер. с англ. по ред. С.А. Машковича. Л.: Гидрометеоиздат. 1981. 352 с.
14. Опасные явления погоды на территории Сибири и Урала. Ч. 3. Л.: Гидрометеоиздат. 1987. 200 с.
15. Пинус Н.З. Доступная потенциальная энергия в атмосфере и ее превращение в кинетическую энергию. Метеорология и гидрология. 1982. № 4. С. 106—116.
16. Bullock B.R. and Johnson D.R. The generation of available potential energy by latent heat release in a middle-latitude cyclone. Mon. Wea. Rev. 1971. Vol. 99. PP. 1—14.
17. Johnson D.R. The available potential energy of storms. J. Atmos. Sci. 1970. Vol. 27. PP. 727—741.
18. Lin S.C. and Smith P.J. Diabatic heating and generation of available potential energy in a tornado-producing extratropical cyclone. Mon. Wea. Rev. 1979. Vol. 107. No. 9. PP. 1169—1183.
19. Lin S.C. and Smith P.J. The available potential energy budget of a severe storm producing extratropical cyclone. Mon. Wea. Rev. 1982. Vol. 110. No. 6. PP. 521—533.
20. Mchall Y.L. Available potential energy in the atmosphere. Meteorol. and Atmos. Phys. 1990. Vol. 42. No. 1. PP. 39—55.

21. Min K.D. and Horw L.N. The generation of available potential energy by sensible heating along the east coasts of Asia and North America. *J. Meteorol. Soc. Jap.* 1974. Vol. 52. PP. 78—89.

22. Smith P.J. The energetics extratropical cyclones. *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1980. Vol. 18. No. 2. PP. 378—386.

23. Smith P.J. and Dare P.M. The kinetic and available potential energy budget of a winter extratropical cyclone system. *Tellus.* 1986. Vol. 38A. No. 1. PP. 49—59.

24. Vincent D.G., Pant G.B. and Edmon H.J. Generation of available potential energy of an extratropical cyclone system. *Mon. Wea. Rev.* 1977 Vol. 105. No. 11. PP. 1252—1265.

1.10. Генерация доступной потенциальной энергии вследствие притока длинноволновой радиации в атмосфере*

1. Введение

Проблема энергетики атмосферных процессов является одной из важнейших в современной метеорологии. Распределение источников и стоков энергии, её перенос и трансформация отражают основные особенности атмосферных процессов, их характер и интенсивность. Обоснованность любой гипотезы, относящейся к атмосфере, определяется, в первую очередь, тем, насколько удовлетворительно она описывает важнейшие энергетические функции циркуляционного механизма [2, 7].

На плодотворность энергетического подхода в изучении атмосферы влияет его способность обеспечивать единую шкалу при оценке вклада изучаемых процессов в развитие общей циркуляции атмосферы, что позволяет описать физические механизмы этого развития. Возможность реализации последнего зависит от того, как виды энергии, подверженные преобразованию, характеризуют специфику этих процессов, и соответствующий анализ позволяет в простой форме отразить их существенные особенности. Кроме того, наличие значительных запасов определенного вида энергии в атмосфере может использоваться как прогностический критерий процесса. Исследования энергетики атмосферы необходимы также для совершенствования описания энергетического цикла в численных моделях атмосферной циркуляции. Наконец, важным этапом в разработке способов активных воздействий на атмосферные процессы является изучение их энергетики [1, 2, 6, 10].

Доступная потенциальная энергия (ДПЭ) атмосферы определяется как разность между полной потенциальной энергией и энергией в устойчивом гидростатическом равновесии. Она представляет собой ту часть полной потенциальной энергии, которая может быть преобразована в кинетическую энергию в рассматриваемой замкнутой системе [2, 10]. С конца 1960-х годов за рубежом начали появляться работы, посвященные возможности использо-

* См. Метеорология и гидрология. 2014. № 3 (совместно с И.Л. Лукиным).

вания представления о ДПЭ для незамкнутых систем на ограниченной площади. Для такой системы доступная потенциальная энергия интерпретируется как вклад рассматриваемой области в глобальное значение ДПЭ [26, 27, 34, 36]. При исследовании баланса доступной потенциальной энергии наибольший интерес представляет процесс ее генерации (или диссипации), происходящий под действием фазовых переходов влаги и радиации [2, 6, 7, 17, 33—35]. По оценкам зарубежных авторов, изучавших внетропические циклоны на территории США, вклад процессов генерации (диссипации) доступной потенциальной энергии вследствие фазовых переходов влаги составляет в среднем около 80% изменения ДПЭ из-за неадиабатических источников [18, 29, 37, 40]. Однако из исследований [28, 29, 38—40] известно, что на начальной стадии развития циклонов, а также на стадии их заполнения роль длинноволновой радиации в изменении теплового состояния атмосферы среди всех неадиабатических источников является наибольшей, а ее вклад при безоблачном состоянии атмосферы примерно в 3 раза превышает влияние коротковолновой радиации [3].

Целью данной работы является исследование генерации (диссипации) ДПЭ вследствие изменчивости потоков длинноволновой радиации в атмосфере над европейской частью России и прилегающей территорией.

2. Исходные данные и методика расчетов

Оптимальной исходной информацией для исследования энергетических преобразований в атмосфере являются данные реанализа [13—15, 30]. К наиболее известным относятся следующие проекты (в скобках указано время, на которое рассчитаны данные): ECMWF 40 Year Reanalysis (ERA-40) (сентябрь 1957 г. — август 2002 г.), ECMWF Interim Reanalysis (ERA-Interim) (1979 г. — настоящее время), Japanese 25-year Reanalysis (JRA-25) (1979—2004 гг.), JCDAS (2005 г. — настоящее время), NASA Modern Era Reanalysis for Research and Applications (MERRA) (1979 г. — настоящее время), NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFRS) (1979 г. — январь 2010 г.), NCEP/DOE Reanalysis II (1979—2009 гг.), NCEP/NCAR Reanalysis I (1948 г. — настоящее время), NCEP North American Regional Reanalysis (NARR) (1979—2009 гг.), NOAA-CIRES 20th Century Reanalysis V2 — 20CR (1871—2010 гг.) [23].

В данной работе использовались данные реанализа ERA-Interim. Это обусловлено тем, что, во-первых, они находятся в свободном доступе, во-вторых, позволяют исследовать атмосферные процессы синоптического масштаба (макромасштаба β по классификации И. Орлански [32]), в-третьих, являются одними из самых точных [20, 21, 23, 31].

Расчеты производились в пределах области между 45—70,5° с.ш. и 25—67° в.д., примерно соответствующей территории европейской части России.

Исследуемый район включает в себя 18×29 узлов географической сетки с шагом $1,5 \times 1,5^\circ$. В вертикальном направлении счет производился на изобарических поверхностях от 1000 до 100 гПа с шагом 50 гПа. Для расчета генерации ДПЭ в результате притока длинноволновой радиации использована следующая информация: массовая доля водяного пара (кг/кг), температура воздуха (K), геопотенциал (m^2/c^2), степень покрытия Земли облаками (баллы) за четыре срока в сутки в каждой из 522 исходных точек на 19 изобарических поверхностях.

Для расчетов, анализа и представления результатов было выбрано следующее программное обеспечение: Microsoft Visual Studio 2010 express edition – бесплатное и обладает встроенными возможностями интеграции с системой управления базами данных (СУБД) Microsoft SQL server [25]; СУБД Microsoft SQL server express edition — позволяет работать с большими объемами информации [24]; Wgrib — позволяет извлекать необходимые данные из grib-архивов; Isograph — удобное и достаточно качественное средство отображения информации [22].

Расчеты производились с использованием языков программирования C++ и T-SQL.

Выражения для длинноволновых радиационных потоков, полученных в результате интегрирования уравнений переноса длинноволновой радиации, в случае безоблачной атмосферы имеют следующий вид [4]:

– восходящий поток

$$F^\uparrow(m) = E(M)P_{\text{от}}(M - m) + \int_M^m E(u) \frac{dP_{\text{от}}(u - m)}{du} du, \quad (1)$$

– нисходящий поток

$$F^\downarrow(m) = \int_0^m E(u) \frac{dP_{\text{от}}(m - u)}{du} du, \quad (2)$$

где m , u , M — масса поглощающего вещества в слое от верхней границы атмосферы до уровня расчета, до текущего переменного уровня и до земной поверхности соответственно; $E = \sigma T^4$ — излучение абсолютно черного тела, Bm/m^2 ; $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} Bm/(m^2 \cdot K^4)$ — постоянная Стефана–Больцмана; T — температура, K ; $P_{\text{от}}(|m - u|)$, $P_{\text{от}}(m)$ — интегральная функция пропускания (ИФП) для потока длинноволновой радиации в слое толщиной $|m - u|$ или m соответственно. Поглощающая масса — величина неотрицательная, поэтому во внимание принимается только модуль разности поглощающих масс.

В указанных формулах уже сделан ряд обычно используемых приближений: 1) считается пренебрежимо малой отраженная от земной поверхности длинноволновая радиация; 2) не учитывается зависимость ИФП от темпера-

туры источника; 3) зависимость ИФП от давления и температуры среды учитывается путем введения эффективных поглощающих масс.

Для вычисления потоков длинноволнового излучения водяного пара и углекислого газа в безоблачной атмосфере использованы следующие приближенные формулы, позволяющие определить потоки на произвольном уровне [4]:

$$F^{\uparrow}(m) = E(M)P_{\text{от}}(M - m) + [\mu_1 E(M) + (1 - \mu_1)E(m)] \times [1 - P_{\text{от}}(M - m)], \quad (3)$$

$$F^{\downarrow}(m) = (1 - \mu_2)E(m)[1 - P_{\text{от}}(m)]. \quad (4)$$

Поскольку ИФП быстро и нелинейно убывает с увеличением поглощающей массы, в представленных выражениях значительно больший вес придается температуре уровня, ближайшего к уровню расчета. Для восходящего потока весовой множитель μ_1 описывается следующей формулой [4]:

$$\mu_1 = 0,4 \left[0,3 + \lg \left(\frac{P_0}{p} \right) \right], \quad (5)$$

где p_0 — приземное давление; для нисходящего потока $\mu_2 = 0,03$.

Формулы (3) и (4) очень удобны для вычислений из-за сравнительной простоты. Главное их преимущество по сравнению с интегральными выражениями (1) и (2) заключается в том, что здесь требуется минимально возможная информация относительно профилей температуры и поглощающих масс, а именно, их значения на уровне расчета и на границах атмосферы.

При наличии облаков восходящий поток длинноволновой радиации в надоблачном слое рассчитывается по следующей формуле:

$$F^{\uparrow}(m) = E(m_{\text{об}})P_{\text{от}}(m_{\text{об}} - m) + [\mu_1 E(m_{\text{об}}) + (1 - \mu_1)E(m)] \times [1 - P_{\text{от}}(m_{\text{об}} - m)]. \quad (6)$$

Нисходящая радиация рассчитывается так же, как в безоблачной атмосфере — по формуле (4).

В подоблачном слое восходящая радиация рассчитывается так же, как в безоблачной атмосфере, — по формуле (3), а нисходящая — по следующей формуле:

$$F^{\downarrow}(m) = E(m_{\text{но}})P_{\text{от}}(m - m_{\text{но}}) + (1 - \mu_2)E(m)[1 - P_{\text{от}}(m)]. \quad (7)$$

В формулах (6) и (7) $m_{\text{об}}$ и $m_{\text{но}}$ — эффективная поглощающая масса на уровне верхней и нижней границ облаков соответственно.

В выражениях (3), (6) и (7) первые члены описывают дошедшее до рассматриваемого уровня излучение земной поверхности и облаков. Интегральные члены (см. формулы (1) и (2)) в уравнениях (3), (4), (6) и (7) описывают собственное излучение нижележащих слоев для восходящей радиации и вышележащих — для нисходящей. Интегрирование производится от границ атмосферы (или облачности) до рассматриваемого уровня.

В настоящее время существуют три группы методов расчета потоков и притоков длинноволновой радиации. Первая группа — практически точные, но чрезвычайно трудоемкие полинейные расчеты. Вторая группа предполага-

ет использование интегральных функций пропускания, имеющих смысл отношений радиации, поступающей к слою атмосферы и выходящей из него. Третья группа представляет собой грубые параметризации, применяемые в моделях климата и общей циркуляции атмосферы [12]. В исследованиях отечественных авторов широкое распространение получила интегральная функция пропускания, рассчитанная на основе спектральных данных [19] и представленная в виде таблиц [11]. Корректная аппроксимация данной ИФП, позволяющая добиться вполне удовлетворительного согласования с эталонными расчетами, имеет следующий вид [12]:

$$P_{от}(x, x_1, y) = (0,4599 + 0,1966 y) \exp(-0,1982 x) + (0,2211 + 0,0316 y) \exp(-2,0715 x) + 0,0908 \exp(-13,284 x_1), \quad (8)$$

где $x = \sqrt{m}$; $x_1 = \frac{m}{\sqrt{0,01906 + m}}$; $y = 1 - 2,07 \sqrt{m_c}$ при $m_c \leq 0,0115 \text{ кг/м}^2$;

$y = 0,2824 - 0,1111 \cdot \ln(m_c)$ при $m_c > 0,0115 \text{ кг/м}^2$.

Эффективные поглощающие массы водяного пара и диоксида углерода (кг/м^2) вычисляются методом трапеций:

$$m = \frac{1}{2g} \sum_{k=i+1}^l \left[q_{k-1} \left(\frac{p_{k-1}}{p_0} \right) + q_k \left(\frac{p_k}{p_0} \right) \right] (p_k - p_{k-1}), \quad (9)$$

где $g = 9,8 \text{ м/с}^2$ — ускорение свободного падения; q — массовая доля водяного пара или диоксида углерода, г/кг ; $i = 0, 1, \dots, l-1$ — номера изобарических поверхностей, отсчитываемые сверху вниз, на которых вычислены значения $q(p)$; $p_0 \approx 1000 \text{ гПа}$.

Объемная концентрация диоксида углерода на всех высотах принимается равной 0,03%.

Потоки радиации в безоблачных слоях атмосферы рассчитываются, а внутри облачного слоя определяются путем линейной интерполяции между значениями на границах облака. Поток радиации при количестве облаков n (баллы) описывается соотношением

$$F = \left(1 - \frac{n}{10} \right) F_0 + \frac{n}{10} F_{10}, \quad (10)$$

где F_0 — поток радиации в отсутствие облачности; F_{10} — поток радиации при сплошной облачности.

Приток лучистой энергии ε_r (как и любой другой энергии) представляет собой дивергенцию результирующего потока. Поскольку радиационные потоки существенно изменяются только по вертикали, то в выражении дивергенции остается лишь один член dF/dz . Таким образом, в единицу времени лучистый приток тепла к единице массы равен

$$\varepsilon_n = -\frac{1}{\rho} \frac{dF}{dz}. \quad (11)$$

Физически знак «минус» означает следующее: если поток увеличивается в направлении распространения ($dF > 0$), то собственное излучение среды преобладает над поглощением, и среда теряет эквивалентное количество тепла.

Часто бывает удобнее пользоваться изобарической системой координат. В этом случае

$$\varepsilon_n = g \frac{dF}{dp} \approx g \frac{\Delta F}{\Delta p}, \quad (12)$$

где $\Delta F = F(p + \Delta p) - F(p)$ — перепад потока длинноволновой радиации в слое толщиной Δp .

При расчете составляющих уравнения баланса доступной потенциальной энергии наиболее сложным является вопрос о методике определения коэффициента эффективности N , который характеризует интенсивность генерации доступной потенциальной энергии в результате неадиабатических источников тепла (в нашем случае длинноволновая радиация). В данной работе коэффициент эффективности рассчитывался по формуле

$$N = \frac{1}{2} \left[\frac{\gamma_a \sigma_T^2}{(\gamma_a - \gamma) \bar{T}^2} \right], \quad (13)$$

которая является следствием аппроксимации ДПЭ, предложенной Э.Н. Лоренцом [10]. Здесь γ_a — сухоадиабатический градиент; σ_T^2 — взвешенное значение дисперсии температуры воздуха на изобарической поверхности; γ — вертикальный градиент температуры воздуха. Горизонтальная черта сверху означает осреднение по изобарической поверхности в пределах полигонов, представляющих собой четырехугольники размером 3×3 узла географической сетки с шагом $1,5 \times 1,5^\circ$. При этом значения N относятся к центральным точкам полигонов, а расчетный шаг сетки составляет $1,5^\circ$, как по широте, так и по долготе. Таким образом, происходит многократное наложение полигонов, в результате чего исключаются локальные вариации и более полно выделяются крупномасштабные особенности в распределении N в пределах расчетной области. Необходимо отметить, что N для полигона будет отличаться от N , введенной Э.Н. Лоренцом, на величину, пропорциональную квадрату разности между средней температурой по площади полигона и средней температурой по Земному шару для выделенного столба атмосферы [10]. При введении дополнительного члена в выражение для расчета величины N ее численные значения практически не изменились бы, так как за 6-часовые интервалы времени величина этого члена изменяется очень мало по сравнению с суммой квадратов отклонений температуры воздуха в отдельных точках (узлах) географической сетки от средних значений температуры

по слоям атмосферы в пределах рассматриваемых площадей осреднения (полигонов).

Величина генерации доступной потенциальной энергии (Bm/m^2) вследствие изменчивости потоков длинноволновой радиации (для равной массы) в слое $p_1—p_2$ рассчитывается по формуле

$$G = \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} N \varepsilon_{\lambda} dp. \quad (14)$$

3. Влияние облачности и стратификации атмосферы на генерацию доступной потенциальной энергии

Из методики расчета потоков длинноволновой радиации, рассмотренной выше, следует, что облачность влияет на конечный результат генерации ДПЭ. Вместе с тем, коэффициент эффективности доступной потенциальной энергии N также является заметным фактором формирования конечного результата. При этом величина N тем больше, чем ближе стратификация атмосферы к сухоадиабатической. В связи с тем, что при $\gamma_a = \gamma$ отсутствуют условия для генерации ДПЭ [10], а при приближении стратификации атмосферы к сухоадиабатической коэффициент N стремится к бесконечности, в данной работе принималось, что при $\gamma = \gamma_a \pm 0,05^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ отсутствуют условия для генерации (диссипации) доступной потенциальной энергии. Число таких случаев составило 2% общего объема данных. Прежде чем перейти к анализу генерации ДПЭ в облачной атмосфере, рассмотрим случай, когда наблюдалась ясная погода во всей толще атмосферы. Для примера возьмем точку с координатами $49,5^\circ$ с.ш., $65,5^\circ$ в.д. 16 декабря 2010 г. в срок 18 ч ВСВ (рис. 1а). Этот случай интересен еще и тем, что в нижних слоях атмосферы сформировалась мощная температурная инверсия (рис. 1б), в связи с которой в слое 1000–950 гПа отмечался приток длинноволновой радиации, обусловивший генерацию ДПЭ. Вышележащие слои атмосферы характеризовались диссипацией ДПЭ, которая оказывалась тем больше, чем ближе стратификация атмосферы приближалась к сухоадиабатической, а значения G по абсолютной величине не превышали $0,6 Bm/m^2$. Также следует отметить уменьшение абсолютных значений диссипации ДПЭ с высотой, связанное с уменьшением как лучистых притоков тепла (в данном случае оттоков), так и дисперсии температуры σ_T^2 .

Для анализа влияния облачности на процесс генерации ДПЭ с высотой была выбрана точка с координатами $61,5^\circ$ с.ш., $43,0^\circ$ в.д. 14 декабря 2010 г. в срок 18 ч ВСВ (рис. 1в, г). Облачность находилась в слоях 800—600 и 300—250 гПа. На рис. 1г видно, что в нижних слоях атмосферы наблюдается инверсия, однако, в отличие от первого примера (рис. 1б), скорость повышения температуры в ней с высотой меняется, обуславливая малую величину (0,02

Bm/m^2) генерации доступной потенциальной энергии в слое 950—900 гПа. Уменьшение температуры воздуха с высотой в слое 900—850 гПа обуславливает диссипацию ДПЭ. Однако уже в следующем слое происходит генерация доступной потенциальной энергии, достигающая величины $0,12 Bm/m^2$, которая объясняется наличием нижней границы первой системы облаков вблизи поверхности 800 гПа. При этом в самом облаке отмечается диссипация ДПЭ, достигающая величины $-0,32 Bm/m^2$. До слоя атмосферы, находящегося непосредственно под второй системой облаков, профиль диссипации ДПЭ аналогичен профилю при безоблачном варианте. Заметно выделяющимися положительными значениями G отмечается слой 350—300 гПа под второй облачной системой — значения генерации ДПЭ здесь достигают $7,64 Bm/m^2$, что является следствием действия двух факторов: стратификации атмосферы (наличие инверсии в слое тропопаузы) и притока длинноволновой радиации в подоблачном слое.

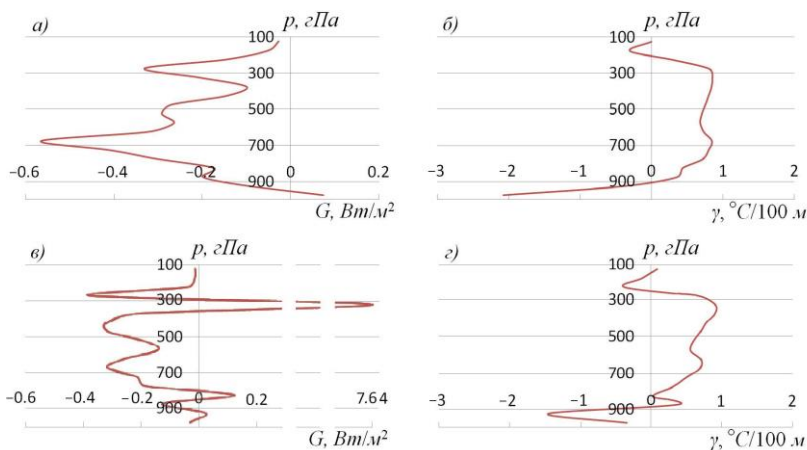


Рис. 1. Вертикальное распределение генерации ДПЭ вследствие притока длинноволновой радиации G (а, в) и градиента температуры (γ) (б, з) для слоев атмосферы равной массы по 50 гПа в точке 49,5° с.ш., 65,5° в.д. 16 декабря 2010 г. в 18 ч ВСВ (а, б) и в точке 61,5° с.ш., 43,0° в.д. 14 декабря 2010 г. в 18 ч ВСВ (в, з).

4. Пространственно-временное распределение генерации доступной потенциальной энергии

Суточный ход генерации ДПЭ. Вначале для всей толщи атмосферы (от 1000 до 100 гПа) были получены суммарные величины генерации ДПЭ по каждому сроку в каждой точке исследуемой области для всех суток июня и декабря 2010 г., из которых были отобраны максимальные и минимальные значения, а затем суммарные величины генерации ДПЭ усреднялись за каж-

дый из 4 сроков по всей исследуемой области. Полученные результаты представлены в таблице, из которой следует, что суммарная во всей толще атмосферы генерация ДПЭ изменяется в пределах от $-12,1$ до $12,4 \text{ Вт/м}^2$.

Суммарные значения генерации ДПЭ для толщи атмосферы от 1000 до 100 гПа по всей исследуемой области вследствие притока длинноволновой радиации

Время, ч ВСВ	Суммарная генерация ДПЭ, Вт/м^2					
	декабрь 2010 г.			июнь 2010 г.		
	максимум	минимум	среднее	максимум	минимум	среднее
0	5,7	-9,4	-2,0	3,2	-7,9	-1,6
6	6,2	-9,8	-1,5	6,5	-11,8	-1,7
12	6,7	-8,1	-1,2	12,4	-12,1	-1,1
18	6,0	-9,6	-1,6	3,7	-10,3	-2,1

При этом максимальный разброс в значениях генерации отмечается в июне. Из полученных данных также следует, что средние значения в обоих месяцах оказываются примерно одинаковыми, тогда как экстремумы в июне, в отличие от декабря, изменяются в более широких пределах. Столь выраженный суточный ход генерации ДПЭ в июне объясняется более заметными изменениями стратификации атмосферы в пограничном слое по сравнению с декабрем. Как правило, летом во второй половине дня градиент температуры в нижележащих слоях атмосферы стремится к сухоадиабатическому, что приводит к увеличению коэффициента эффективности N , а в связи с тем, что пограничный слой вносит весомый вклад в общую генерацию всего атмосферного столба, то это и отражается на экстремумах генерации ДПЭ.

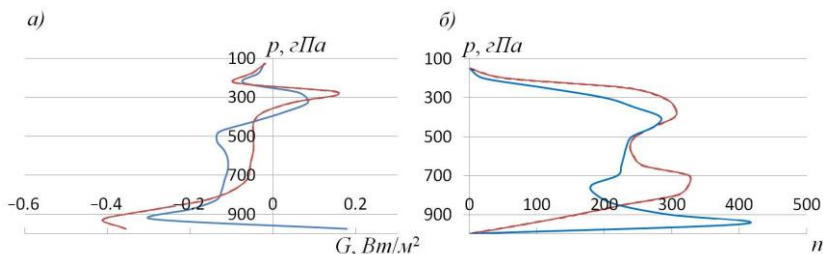


Рис. 2. Вертикальное распределение осредненной генерации ДПЭ вследствие притока длинноволновой радиации G для слоев атмосферы равной массы по 50 гПа (а) и осредненное по изобарическим поверхностям число узлов сетки n , занятых облаками (б).

Синии линии — декабрь 2010 г.; красные — июнь 2010 г.

Вертикальное распределение генерации ДПЭ. Для построения вертикальных профилей генерации ДПЭ были рассчитаны средние значения этих

величин на каждой изобарической поверхности, всех сроков и дат июня и декабря 2010 г. по всей расчетной области (рис. 2а), которые сопоставлялись с осредненным по изобарическим поверхностям числом узлов сетки n , занятых облаками (рис. 2б).

Из рис. 2а следует, что в зимний период времени в слое 1000—950 гПа отмечается генерация ДПЭ, тогда как летом в этом же слое происходит ее диссипация, что связано с более высокой нижней границей облаков, а также меньшим значением градиента температуры в июне, косвенно свидетельствующим о большей частоте инверсий. Максимальные осредненные значения диссипации ДПЭ в оба сезона отмечаются в слое 950—900 гПа и объясняются частым расположением на данных высотах нижней границы облачности, которая является излучателем длинноволновой радиации в рамках рассмотренной модели.

Если в летний месяц приближение к сухоадиабатическому градиенту компенсирует уменьшение оттока лучистой энергии в слое до 500 гПа, то в зимний месяц обратное распределение облачности среднего яруса приводит к тому, что лучистый отток тепла уменьшается в меньшей степени и происходит увеличение диссипации ДПЭ с высотой до изобарической поверхности 550 гПа. В вышерасположенных слоях более пологое уменьшение кривой числа узлов сетки n , занятых облаками зимой приводит к тому, что пик генерации ДПЭ в слое 400—250 гПа оказывается более сглаженным, чем летом. Выше данного пика профили стратификации температуры в оба сезона практически совпадают, но для летнего сезона вертикальные градиенты G больше вследствие более резкого изменения количества облаков.

Пространственное распределение генерации ДПЭ. Как было показано выше, относительно большие положительные значения генерации ДПЭ в слое 300—100 гПа возможны при наличии верхней границы облачности.

Анализируя рис. 3а и рис. 4а, можно отметить, что в районе гребня высотного антициклона, ориентированного с Северного Казахстана на Средний Урал, отмечаются наибольшие положительные значения генерации ДПЭ (до 7 Bm/m^2), частично связанные с верхней границей плотной облачности полярного фронта, расположенного вдоль линии Уральск — Пермь — Нижний Тагил на периферии рассматриваемого антициклона (рис. 4з), и частично с верхней границей перистой облачности (рис. 4д), наблюдающейся в остальной части гребня, кроме его центральных районов, в то время как в высотных ложбинах и циклонах отмечается диссипация ДПЭ (до $0,31 \text{ Bm/m}^2$).

В большинстве случаев нижняя граница перистой облачности располагается в слое 500—300 гПа (рис. 3б, 4б). Таким образом, положительные значения генерации служат своеобразным маркером наличия перистых облаков. Действительно, вдоль арктической и полярной фронтальных систем (рис. 4з) можно отметить наличие положительной генерации доступной потенциальной энергии. По сравнению со слоем 300—100 гПа максимальные значения

генерации ДПЭ меньше и составляют порядка 4 Bm/m^2 , но также значительно отличаются от средних значений по слою. При этом в областях, где наблюдается наибольшая плотность облачности, отмечается диссипация ДПЭ, сопоставимая с диссипацией в безоблачных пространствах — порядка 1 Bm/m^2 (рис. 3б, 4д).

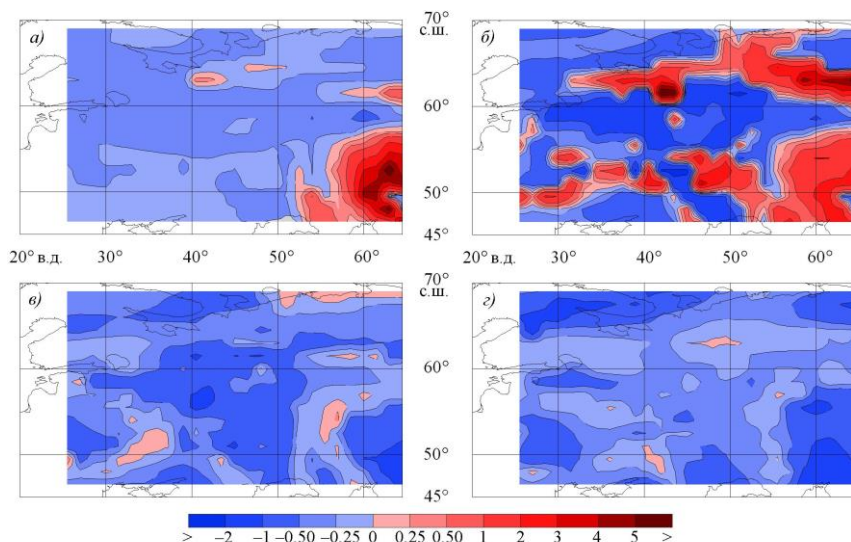


Рис. 3. Распределение суммарной генерации ДПЭ вследствие притока длинноволновой радиации (Bm/m^2) в слоях 300—100 (а), 500—300 (б), 700—500 (в) и 850—700 гПа (г) 14 декабря 2010 г. в 18 ч ВСВ.

Наличие облачности в слое 700—500 гПа (рис. 3в, 4д) приводит к увеличению генерации ДПЭ в двух качественно разных случаях: в заполненных облаками слое атмосферы; при расположении в слое границы облачного покрова. Если в первом случае значение диссипации ДПЭ лишь уменьшается, то во втором — возможна и ее генерация. Однако не во всех случаях в районе границ облаков происходит генерация ДПЭ: излучение длинноволновой радиации на границе облаков является лишь одним из факторов и может оказаться несущественным. Верхняя граница облачности приводит к генерации ДПЭ в единичных случаях, а излучение нижней границы — к генерации ДПЭ лишь в слое толщиной 50 гПа и может быть нивелировано вкладом других слоев. Наиболее развитая по вертикали облачность в слое 700—500 гПа прослеживается вдоль фронтов (рис. 4з, д). Центральная, юго-восточная и северо-западная области исследуемого района, расположенные вне фронтальных зон, характеризуются максимальными значениями диссипации ДПЭ (рис. 3в). В слое 850—700 гПа (рис. 3г, 4е) наибольшие значения генерации также

наблюдаются вдоль фронтальных систем. Вместе с тем наличие облачности нефронтального характера проявляется в большей степени, чем в вышележащих слоях, и небольшой очаг относительно больших значений G (слабая диссипация ДПЭ) в центральной части рассматриваемой области (район Средне-го Поволжья) связан именно с ней (рис. 3г, 4д).

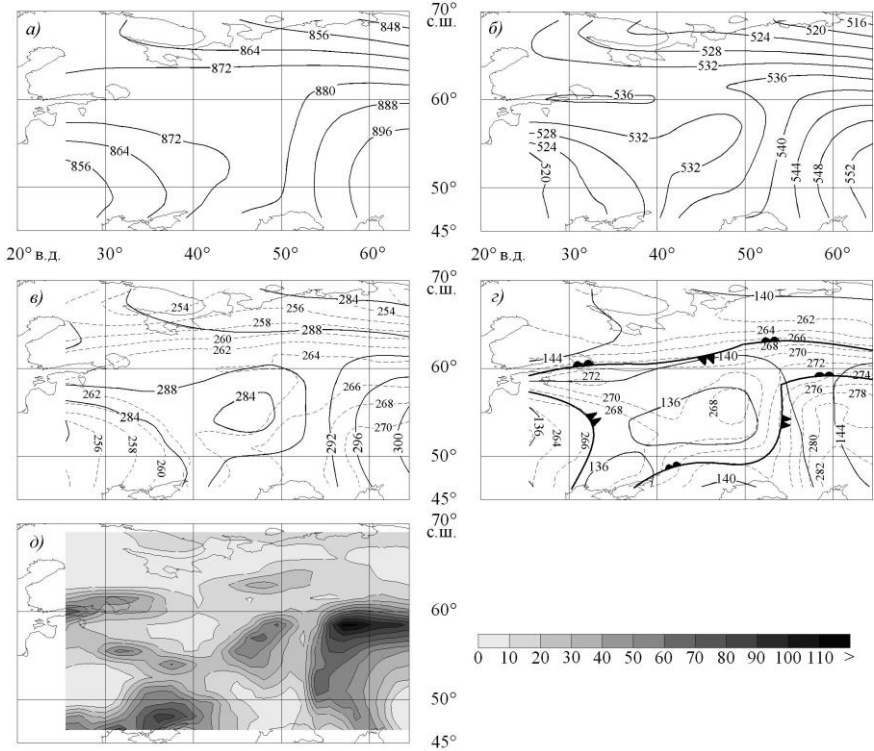


Рис. 4. Распределение геопотенциальной высоты изобарических поверхностей 300 (а), 500 (б), 700 (в) и 850 гПа (г), а также плотности облаков (сумма баллов на изобарических поверхностях) (д) 14 декабря 2010 г. в 18 ч ВСВ.

На рисунках в и г штриховыми линиями показано распределение температуры воздуха (K), на рисунке г приведено положение фронтальных систем.

5. Выводы

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

Как показано в [16], глобальная облачность по данным реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды близка к данным наблю-

дений, а облачность NCEP существенно меньше наблюдаемой. Таким образом, полученные в работе результаты, определяемые свойствами модельной облачности реанализа ERA-Interim, можно рассматривать как реалистические при изучении процессов генерации (диссипации) ДПЭ вследствие изменчивости потоков длинноволновой радиации в атмосфере.

В результате изменчивости потоков длинноволновой радиации может происходить как генерация, так и диссипация ДПЭ в атмосфере. Наибольшая изменчивость генерации ДПЭ наблюдается в нижних слоях атмосферы в теплый период, что объясняется более заметными изменениями стратификации атмосферы в пограничном слое в июне по сравнению с декабрем. Облачность перераспределяет генерацию (диссипацию) ДПЭ между слоями атмосферы и выравнивает значения диссипации внутри облака. Наибольшие значения генерации ДПЭ в свободной атмосфере наблюдаются в слое 400—250 гПа, что является следствием действия двух факторов: стратификации атмосферы (наличие инверсии в слое тропопаузы) и притока длинноволновой радиации в подоблачном слое.

При наличии облачности коэффициент эффективности N , характеризующий интенсивность генерации ДПЭ из-за неадиабатических притоков тепла, увеличивается с высотой, при этом притоки длинноволновой радиации практически не изменяются, что приводит к увеличению с высотой диссипации ДПЭ. В свободной от облаков атмосфере наблюдается обратная картина: при малой изменчивости с высотой коэффициента N происходит уменьшение притоков длинноволновой радиации и абсолютных значений диссипации ДПЭ на больших высотах. При этом величина N тем больше, чем ближе стратификация атмосферы к сухоадиабатической.

Значения генерации ДПЭ вследствие притока длинноволновой радиации примерно в 4—5 раз меньше, чем значения генерации ДПЭ вследствие фазовых переходов влаги в атмосфере [5, 8]. Этот вывод не противоречит результатам работ [28, 29, 38—40], приведенным во введении данной статьи, поскольку в пределах рассматриваемого полигона за исследуемые месяцы наблюдались либо антициклонические барические системы, в которых вклад радиационных процессов в генерацию ДПЭ является незначительным [9], либо циклонические образования, находившиеся преимущественно на стадиях углубления и максимального развития, когда вклад фазовых переходов влаги заметно превосходит генерацию ДПЭ вследствие притоков длинноволновой радиации в атмосфере.

Литература

1. Вакалюк Ю.В., Никитин А.Е. Современное состояние исследований энергетики атмосферы. Обзор. Обнинск. ВНИИГМИ-МЦД. 1983. 52 с.
2. Ван Мигем Ж. Энергетика атмосферы. Л.: Гидрометеоздат. 1977. 327 с.

3. Васильева Т.И., Евсеева М.Г., Подольская Э.Л. Сравнение радиационных потоков и притоков тепла, рассчитанных с помощью различных функций пропускания при ясном небе. Известия АН СССР. ФАО. 1983. Т. 19. № 6. С. 622—630.
4. Васильева Т.И., Наспер Т.М., Подольская Э.Л. Параметризация потоков длинноволновой радиации в безоблачной атмосфере. Известия АН СССР. ФАО. 1975. Т. 11. № 3. С. 239—244.
5. Ветров А.Л. Трансформация доступной потенциальной энергии в циклонах вследствие фазовых переходов воды. Пермь. Изд-во Перм. ун-та. 2007. 100 с.
6. Калинин Н.А. Динамическая метеорология. Пермь. Перм. гос. ун-т. СПб. РГГМУ. Изд. второе, испр. Перм. кн. изд-во. 2009. 256 с.
7. Калинин Н.А. Энергетика циклонов умеренных широт. Пермь. Изд-во Перм. ун-та. 1999. 192 с.
8. Калинин Н.А., Ветров А.Л. Генерация доступной потенциальной энергии вследствие крупномасштабной конденсации в циклонах умеренных широт. Метеорология и гидрология. 2002. № 4. С. 17—27.
9. Калинин Н.А., Ветров А.Л. Оценка трансформации доступной потенциальной энергии за счет длинноволновой радиации в антициклонах. Вестник Удмуртского университета. 2005. № 11. Ижевск. Удмурт. ун-т. С. 141—144.
10. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат. 1970. 260 с.
11. Нийлиск Х.Ю., Саммел Л.Э. Интегральная функция пропускания атмосферы для расчетов поля теплового излучения в тропосфере. Таблицы радиационных характеристик атмосферы. Тарту. АН ЭССР. 1969. С. 128—180.
12. Подольская Э.Л., Ривин И.Г. Коррекция интегральной функции пропускания в длинноволновой области спектра. Известия АН СССР. ФАО. 1988. Т. 24. № 8. С. 883—886.
13. Рубинштейн К.Г., Оганесян В.В., Грачев Н.В. Воспроизведение приземной температуры воздуха и ее изменчивости. Метеорология и гидрология. 2004. № 12. С. 42—51.
14. Рубинштейн К.Г., Стерин А.М. Сравнение результатов реанализа с аэрологическими данными. Известия РАН. ФАО. 2002. Т. 38. № 3. С. 301—315.
15. Хан В.М., Стерин А.М., Рубинштейн К.Г. Оценки трендов температуры в свободной атмосфере по данным реанализа и радиозондовым наблюдениям. Метеорология и гидрология. 2003. № 12. С. 5—19.
16. Чернокульский А.В., Мохов И.И. Сравнение современных глобальных климатологий облачности. В сб.: Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. М.: ООО «Азбука-2000». 2009. Т. 2. Вып. 6. С. 235—243.
17. Bannon P.R. Atmospheric Available Energy. J. Atmos. Sci. 2012. Vol. 69. No. 12. PP. 3745—3762.
18. Bullok B.R., Johnson D.R. The generation available potential energy by latent heat release in a middlelatitude cyclone. Mon. Wea. Rev. 1971. Vol. 99. No. 1. PP. 1—14.
19. Davis P.A., Viezee W. A model for computing infrared transmission through atmospheric water vapor and carbon dioxide. J. Geophys. Res. 1964. Vol. 69. No. 18. PP. 3785—3794.

20. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C. M., L. van de Berg, Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Holm E.V., Isaksen L., Kallberg P., Kohler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., P. de Rosnay, Tavolato C., Thepaut J.-N. and Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2011. Vol. 137. PP. 553—597.
21. http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/.
22. <http://isograph.meteoinfo.ru/>.
23. <http://reanalyses.org/>.
24. <http://www.microsoft.com/ru-ru/download/details.aspx?id=21844>.
25. <http://www.microsoft.com/visualstudio/en-us/products/2010-editions/>.
26. Johnson D.R. The available potential energy of storms. *J. Atmos. Sci.* 1970. Vol. 27. No. 4. PP. 727—741.
27. Kucharski F. On the concept of exergy and available potential energy. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 1997. Vol. 123. PP. 2141—2156.
28. Lin S.C., Smith P.J. Diabatic heating and generation of available potential energy in a tornado-producing extratropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.* 1979. Vol. 107. No. 9. PP. 1169—1183.
29. Lin S.C., Smith P.J. The available potential energy budget of a severe storm producing extratropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.* 1982. Vol. 110. No. 6. PP. 521—533.
30. Marques C.A.F., Rocha A., Corte-Real J., Castanheira J.M., Ferreira J., Melo-Goncalves P. Global atmospheric energetics from NCEP–Reanalysis 2 and ECMWF–ERA-40 Reanalysis. *Int. J. Climatol.* 2009. Vol. 29. PP. 159—174.
31. Mooney P.A., Mulligan F.J. and Fealy R. Comparison of ERA-40, ERA-Interim and NCEP/NCAR reanalysis data with observed surface air temperatures over Ireland. *Int. J. Climatol.* 2011. Vol. 31. PP. 545—557.
32. Orlanski I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society.* 1975. Vol. 56. No 5. PP. 527—530.
33. Pauluis O. Sources and Sinks of Available Potential Energy in a Moist Atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 2007. Vol. 64. PP. 2627—2641.
34. Pinto J.R. D., da Rocha R.P. The energy cycle and structural evolution of cyclones over southeastern South America in three case studies. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2011. Vol. 116. D14112. Doi: 10.1029/2011JD016217.
35. Siegmund P. The generation of available potential energy, according to Lorenz' exact and approximate equations. *Tellus A.* 1994. Vol. 46. PP. 566—582.
36. Smith P.J. On the contribution of a limited region to the global energy budget. *Tellus.* 1969. Vol. 21. No. 2. PP. 202—207.
37. Smith P.J. The energetics of extratropical cyclones. *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1980. Vol. 18. No. 2. PP. 378—386.
38. Smith P.J., Dare P.M. The kinetic and available potential energy budget of a winter extratropical cyclone system. *Tellus.* 1986. Vol. 38 A. No. 1. PP. 49—59.
39. Tracton N.S. The role of cumulus convection in the development of extratropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.* 1973. Vol. 101. No. 6. PP. 572—592.
40. Vincent D.G. Generation of available potential energy of an extratropical cyclone system. *Mon. Wea. Rev.* 1977. Vol. 105. No. 11. PP. 1252—1265.

1.11. Энергетика циклонов умеренных широт*

Проблема энергетики атмосферных процессов является одной из важнейших в современной метеорологии. Распределение источников и стоков энергии, ее перенос и трансформация отражают все основные черты атмосферных процессов, их характер и интенсивность. Обоснованность любой гипотезы, относящейся к атмосфере, определяется, в первую очередь, тем, насколько удовлетворительно она объясняет важнейшие энергетические функции циркуляционного механизма.

Современное представление об энергетике атмосферы возникло из принципов, выдвинутых в конце XIX — начале XX века О. Рейнольдсом и М. Маргулесом, а также из основных положений классической гидротермодинамики. Общие выражения, описывающие генерацию, перераспределение и диссипацию энергии, были сформулированы в 40—50-х годах XX столетия Б. Гаурвицем и В. Старром [3].

Плодотворность энергетического подхода к изучению атмосферы определяется тем, что он обеспечивает единую шкалу при оценке вклада изучаемых процессов в развитие общей циркуляции атмосферы (ОЦА) и, таким образом, позволяет описать физические механизмы этого развития. Возможность реализации последнего определяется тем, что виды энергии, подверженные преобразованию, характеризуют специфику этих процессов, и соответствующий анализ позволяет в простой и обозримой форме отразить их существенные особенности. Кроме того, наличие значительных запасов определенного вида энергии в атмосфере может использоваться как прогностический критерий процесса. Важным этапом в разработке способов активных воздействий на атмосферные процессы также является изучение их энергетики.

В настоящее время исследования в области атмосферной энергетики ведутся в двух направлениях: теоретическом и диагностическом. В рамках первого направления на основе системы уравнений гидротермодинамики были получены значительные результаты по изучению энергетики ОЦА и определены принципы численного долгосрочного прогноза погоды и короткопериодных изменений климата. Диагностические исследования атмосферной энергетики включают разработку численных методов расчета, проведение и анализ результатов вычисления по эмпирическим данным параметров атмосферы, которые непосредственно не измеряются, а могут быть только рассчитаны (потоки, притоки энергии и т.д.). Эти исследования направлены на изучение механизмов преобразования энергии в атмосфере, позволяющих выявить ее источники, стоки и интенсивность. Важным моментом диагностических исследований является тот факт, что одним из основных критериев, по-

* См. Вестник Пермского научного центра УрО РАН. 2011. № 3 (совместно с А.Л. Ветровым).

звolyющих оценивать адекватность моделей реальной атмосферы, служит энергетика. Оценка запасов энергии, интенсивность ее генерации, т.е. характеристик, отражающих основные черты атмосферной циркуляции, необходимо при проведении практически любого численного эксперимента [5].

Планетарную атмосферу целесообразно разделять на элементы в соответствии с распределением источников и связанными с этим различиями в свойствах циркуляции. Используя термодинамическое понятие тепловой машины, В.В. Шулейкин выделил «машину I рода», в которой основное нагревание атмосферы сосредоточено в тропических широтах. В полярных областях нагревание минимально, потери энергии велики и в целом для атмосферы они играют роль холодильников. В поясе умеренных широт (зона между субтропическими и субполярными широтами, примерно от 40 до 65° в северном полушарии и от 42 до 58° в южном) сосредоточен основной энергообмен между нагревателем и холодильниками.

Циклоны умеренных широт (ЦУШ) являются важнейшими элементами общей циркуляции атмосферы. Развиваясь на фоне процессов планетарного масштаба, они вместе с антициклонами превращаются в стационарные барические образования и становятся компонентами высотных деформационных полей, участвуя, тем самым, в формировании высотных фронтальных зон (ВФЗ), являющихся источниками возникновения подвижных циклонов и антициклонов. Подвижные циклоны и антициклоны осуществляют обмен воздушными массами между высокими и низкими широтами, уменьшают и поддерживают в определенных сезонных границах меридиональный градиент температуры, возникающий вследствие неравномерного притока солнечной радиации к подстилающей поверхности. При этом над отдельными районами происходит концентрация больших градиентов температуры, образуя фронтальные зоны. В нижней и средней тропосфере (в умеренных широтах примерно до 5—6 км) формируются фронтальные разделы, системы облаков, осадков и другие явления. Если условия для фронтогенеза благоприятны, то градиенты температуры и давления, а вместе с ними и скорость ветра, постепенно увеличиваются. Увеличение данных характеристик ограничено критическим значением градиента потенциальной энергии, по достижении которого потоки в ВФЗ теряют устойчивость, и начинается ее волновое возмущение, а затем образование циклонов и антициклонов. Критические значения градиентов температуры и давления, а также скорости ветра достигаются лишь в отдельных участках сравнительно узких ВФЗ. При этом средние значения градиентов и скорости ветра остаются ниже критических, а разность температуры между экватором и полюсом — меньше значения, соответствующего режиму лучистого равновесия.

Наиболее важными для атмосферных процессов являются следующие виды энергии: кинетическая энергия горизонтальных движений $K = (u^2 + v^2) / 2$; потенциальная энергия $\Phi = gz$; внутренняя энергия $I = c_v T$; энергия фазовых

переходов воды $E_\phi = Lq$ и лучистая энергия E_λ . Здесь u, v — горизонтальные составляющие скорости ветра, м/с; $g = 9,8 \text{ м/с}^2$ — ускорение свободного падения; z — высота, м; $c_v = 720 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{К)}$ — удельная теплоемкость воздуха при постоянном объеме; T — температура, К; $L = 2,49 \cdot 10^6 \text{ Дж/кг}$ — скрытая теплота парообразования при $t = 0^\circ\text{C}$; q — массовая доля водяного пара, г/кг [2, 6, 7].

Поскольку движение атмосферы носит турбулентный характер, то все метеорологические величины испытывают нерегулярные и беспорядочные изменения в пространстве и во времени. Для получения уравнений, адекватных такому движению, представим входящие в эти уравнения величины в виде суммы средней (\bar{a}) и пульсационной (a') составляющей и проведем по отношению к полученным выражениям процедуру осреднения. Тогда уравнения баланса средней кинетической энергии горизонтальных движений, средней потенциальной и внутренней энергии, записанные для равной массы в некотором изобарическом слое p_1, p_2 , будут иметь следующий вид [5]:

$$\begin{aligned} & \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial \bar{K}}{\partial t} dp}_{K_1} = - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\frac{\partial \bar{K}\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{K}\bar{v}}{\partial y} \right) dp}_{K_2} - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial \bar{K}\bar{\tau}}{\partial p} dp}_{K_3} - \\ & - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\frac{\partial \bar{K}'u'}{\partial x} + \frac{\partial \bar{K}'v'}{\partial y} \right) dp}_{K_4} - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial \bar{K}'\tau'}{\partial p} dp}_{K_5} - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\bar{u} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial y} \right) dp}_{K_6} + \\ & + \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\bar{u}'u' \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{u}'v' \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{v}'u' \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v}'v' \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) dp}_{K_7} + \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\bar{u}'\tau' \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} + \bar{v}'\tau' \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \right) dp}_{K_8}, \quad (1) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial t} dp}_{\Phi_1} = - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\frac{\partial \bar{\Phi}\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\Phi}\bar{v}}{\partial y} \right) dp}_{\Phi_2} - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial \bar{\Phi}\bar{\tau}}{\partial p} dp}_{\Phi_3} - \\ & - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\frac{\partial \bar{\Phi}'u'}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\Phi}'v'}{\partial y} \right) dp}_{\Phi_4} - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial \bar{\Phi}'\tau'}{\partial p} dp}_{\Phi_5} - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \bar{\tau}\bar{\alpha} dp}_{\Phi_6} - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \bar{\tau}'\alpha' dp}_{\Phi_7}, \quad (2) \\ & \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial \bar{I}}{\partial t} dp}_{I_1} = - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\frac{\partial \bar{I}\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{I}\bar{v}}{\partial y} \right) dp}_{I_2} - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial \bar{I}\bar{\tau}}{\partial p} dp}_{I_3} - \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \underbrace{-\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\frac{\partial \overline{I'u'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{I'v'}}{\partial y} \right) dp}_{I_4} - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial \overline{I'\tau'}}{\partial p} dp}_{I_5} + \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\bar{u} \frac{\partial \overline{\Phi}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \overline{\Phi}}{\partial y} \right) dp}_{I_6} + \\
& \underbrace{+\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \bar{\tau} \bar{\alpha} dp}_{I_7} + \underbrace{+\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \tau' \alpha' dp}_{I_8} + \underbrace{+\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{dQ}{dt} dp}_{I_9}. \tag{3}
\end{aligned}$$

Согласно уравнению (1), локальные изменения запасов средней кинетической энергии горизонтальных движений (K_1) формируются вследствие дивергенции горизонтального (K_2) и вертикального (K_3) потоков кинетической энергии среднего движения, дивергенции горизонтального (K_4) и вертикального (K_5) потоков кинетической энергии турбулентных пульсаций, трансформации (генерации или диссипации) средней кинетической энергии горизонтальных движений под действием силы горизонтального барического градиента (K_6), а также трансформации средней кинетической энергии горизонтальных движений вследствие турбулентного обмена по горизонтали (K_7) и по вертикали (K_8).

Следует напомнить, что атмосферную турбулентность можно представить в виде движений микро-, мезо- и макромасштаба. При развитии микромасштабной турбулентности происходит передача энергии от движений мелкого масштаба к движениям еще более мелких масштабов и в конечном итоге переход ее в тепло, т. е. имеет место диффузионный процесс. В случае же мезо- и макромасштабных движений могут происходить два противоположных процесса: передача энергии от движений более крупного масштаба к движениям более мелкого масштаба, т. е. диффузионный процесс и (реже) передача энергии от движений более мелких масштабов к движениям более крупных масштабов. В данном случае говорят о движениях с отрицательной вязкостью. Последний процесс особенно важен при развитии циклонов и формировании интенсивных зональных движений в умеренных широтах, в частности струйных течений. Если для расчета параметров энергетики используются данные температурно-ветрового зондирования атмосферы, то микромасштабные пульсации уже отфильтрованы, так что остается только вклад мезо- и макротурбулентности.

Таким образом, два последних слагаемых в уравнении (1) характеризуют процесс трансформации средней кинетической энергии горизонтальных движений, т. е. ее генерацию или диссипацию во внутреннюю энергию вследствие горизонтального (K_7) и вертикального (K_8) мезо- и макротурбулентного обмена. Из уравнений (2) и (3) следует, что локальные изменения запасов средней потенциальной и внутренней энергии (Φ_1, I_1) формируются благодаря дивергенции горизонтального (Φ_2, I_2) и вертикального (Φ_3, I_3) потоков потенциальной и внутренней энергии среднего движения, дивергенции горизон-

тального (Φ_4, I_4) и вертикального (Φ_5, I_5) потоков потенциальной и внутренней энергии турбулентных пульсаций, взаимному превращению потенциальной и внутренней энергии среднего движения ($\Phi_6 = -I_7$) и турбулентных пульсаций ($\Phi_7 = -I_8$), а также взаимному превращению кинетической и внутренней энергии среднего движения ($K_6 = -I_6$). Слагаемое I_9 в правой части (3)

$$\frac{dQ}{dt} = -\frac{1}{\rho}(I_r + I_\phi + I_o) \quad (4)$$

отражает изменение внутренней энергии, связанное с неадиабатическими источниками средней внутренней энергии, а именно, лучистым теплообменом (I_r), фазовыми переходами воды в атмосфере (I_ϕ) и взаимным превращением (трансформацией) внутренней и кинетической энергии в результате турбулентного перемешивания (I_o). Физическая интерпретация механизма влияния неадиабатических источников на изменение средней внутренней энергии заключается в том, что выделяемое (или затрачиваемое) тепло в результате действия этих источников изменяет температуру соответствующей массы воздуха, а следовательно, и среднюю внутреннюю энергию.

Известно, что возможным источником образования кинетической энергии в атмосфере, наряду с трансформацией ее из движений одних масштабов в другие, является преобразование полной потенциальной энергии (сумма потенциальной и внутренней энергии) в кинетическую. Уравнения баланса кинетической, потенциальной и внутренней энергии отражают все основные энергетические преобразования в атмосфере, в том числе потенциальной и внутренней энергии в кинетическую и обратно. Характерная величина запасов кинетической энергии на 2—3 порядка меньше запасов потенциальной и внутренней. Примерно в том же соотношении находятся и величины главных членов в этих уравнениях. Поэтому, если в уравнении баланса кинетической энергии слагаемые, характеризующие взаимные преобразования кинетической энергии с внутренней и потенциальной, невозможно рассчитать прямыми методами, вследствие отсутствия надежных данных о динамических параметрах в атмосфере, то их определение из уравнений (2) и (3) может дать принципиально ошибочный результат, так как они являются малыми разностями больших величин главных членов этих уравнений. В связи с этим для общей циркуляции атмосферы в 1955 г. Э. Лоренцом была предложена концепция о доступной потенциальной энергии (ДПЭ), согласно которой рассматривается только часть полной потенциальной энергии, реально участвующая в преобразованиях. Для незамкнутой системы (циклон, антициклон) ДПЭ интерпретируется как вклад рассматриваемой области в глобальное значение ДПЭ. Доступная потенциальная энергия может быть определена по формуле Э. Лоренца [7]:

$$A = \frac{1}{2} c_p \left[\frac{\gamma_a \sigma_T^2}{(\gamma_a - \bar{\gamma}) \bar{T}} \right], \quad (5)$$

где γ_a — сухоадиабатический градиент; σ_T^2 — взвешенное значение дисперсии температуры воздуха на изобарической поверхности; γ — вертикальный градиент температуры воздуха. Горизонтальная черта сверху означает осреднение по изобарической поверхности.

Для характеристики степени интенсивности генерации ДПЭ за счет неадиабатических притоков тепла необходимо определить коэффициент эффективности полной потенциальной энергии, который можно рассчитать по формуле

$$N = \frac{1}{2} \left[\frac{\gamma_a \sigma_T^2}{(\gamma_a - \bar{\gamma}) \bar{T}^2} \right]. \quad (6)$$

Из (5) и (6) следует, что ДПЭ и N могут принимать отрицательные значения. Физически это означает, что ДПЭ в этом случае генерируется за счет отрицательного неадиабатического притока тепла, например, при адвекции холодных воздушных масс, когда $\gamma_a < \bar{\gamma}$. При $\sigma_T^2 = 0$ и $\gamma_a = \bar{\gamma}$ величины A и N не определяются ввиду того, что отсутствуют условия для генерации ДПЭ.

Уравнение баланса средней доступной потенциальной энергии имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial \bar{A}}{\partial t} dp}_{A_1} = & - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\frac{\partial(c_p N \bar{T} \bar{u})}{\partial x} + \frac{\partial(c_p N \bar{T} \bar{v})}{\partial y} \right) dp}_{A_2} - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial(c_p N \bar{T} \bar{\tau})}{\partial p} dp}_{A_3} - \\ & - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\frac{\partial(c_p N \bar{T} \bar{u}')}{\partial x} + \frac{\partial(c_p N \bar{T} \bar{v}')}{\partial y} \right) dp}_{A_4} - \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \frac{\partial(c_p N \bar{T} \bar{\tau}')}{\partial p} dp}_{A_5} + \\ & + \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \bar{\tau} \bar{\alpha} dp}_{A_6} + \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \bar{\tau}' \bar{\alpha}' dp}_{A_7} + \underbrace{\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} N \frac{dQ}{dt} dp}_{A_8} + \underbrace{\frac{1}{g} c_p T_0 N_0 \frac{\partial p_0}{\partial t}}_{A_9}. \quad (7) \end{aligned}$$

Слагаемое в левой части (A_1) характеризует локальные изменения средней ДПЭ. Первые четыре слагаемых правой части этого уравнения описывают трехмерную дивергенцию осредненной (A_2 , A_3) и пульсационной (A_4 , A_5) ДПЭ, пятое и шестое слагаемые обуславливают трансформацию осредненной (A_6) и пульсационной (A_7) ДПЭ (преобразование с кинетической энергией при вертикальном перераспределении воздуха в столбе атмосферы), седьмое слагаемое (A_8) определяет изменение средней ДПЭ в результате притоков тепла неадиабатического происхождения (радиация, фазовые преобразования водя-

ного пара, турбулентность), наконец последнее, восьмое, слагаемое (A_9) описывает изменение средней ДПЭ за счет изменения массы воздуха в столбе атмосферы.

До начала 90-х годов XX века в диагнозе энергетического режима ЦУШ мировой наукой были достигнуты определенные успехи. Однако известные результаты были недостаточно полны и часто противоречили друг другу. В связи с этим нами была поставлена задача по разработке количественной модели перераспределения и преобразования различных видов энергии и выявлению роли механизмов, формирующих энергетический баланс в циклонах умеренных широт на разных стадиях их эволюции. Основные результаты этих исследований сводятся к следующему:

1. Среднестатистический циклон умеренных широт с площадью основания 10^{12} м^2 ($1000 \times 1000 \text{ км}$) выделяет каждую секунду своего существования $1,1 \cdot 10^{18} \text{ Дж}$, т. е. мощность такого циклона составляет $1,1 \cdot 10^{18} \text{ Вт}$, а максимальные величины могут превышать это значение в 2—3 раза. При этом установленная мощность крупнейшей в России Саяно-Шушенской ГЭС составляет $6,4 \cdot 10^9 \text{ Вт}$, а общая мощность потребляемой человечеством электроэнергии в 2007 г. в среднем оценивалась в $1,9 \cdot 10^{12} \text{ Вт}$. Одновременно в атмосфере Земли развивается в среднем 20—25 циклонов, поэтому ставить вопрос о возможности управления погодой хотя бы в одном таком барическом образовании пока преждевременно.

2. В процессе углубления циклонов все виды энергии, кроме кинетической, уменьшаются, что обусловлено трансформацией доступной части полной потенциальной энергии в кинетическую. От стадии максимального развития циклонов до момента их заполнения происходит уменьшение всех видов энергии, кроме потенциальной, которая в целом во всем исследуемом слое может как уменьшаться, так и увеличиваться. При этом в слое атмосферы от поверхности земли до 5 км рост потенциальной энергии составляет 80% изменения общих ее запасов. Таким образом, заполнение циклонов происходит в основном за счет увеличения массы воздуха в нижней тропосфере.

3. Основным механизмом циклогенеза, а следовательно, и роста кинетической энергии является гидродинамическая неустойчивость непрерывно стратифицированного воздушного потока. Из различных ее видов наибольшую роль играет бароклинная неустойчивость. Скорость образования кинетической энергии за счет бароклинной неустойчивости равна в среднем $4,35 \text{ Вт/м}^2$. Другим видом неустойчивости, который вносит существенно меньший вклад в энергетику циклогенеза, является баротропная неустойчивость, величина которой оценивается нами в среднем в $0,32 \text{ Вт/м}^2$. Таким образом, главная роль в энергетических преобразованиях циклонических вихрей в процессе их эволюции принадлежит бароклинной неустойчивости атмосферных процессов.

4. В результате действия механизма горизонтальной адвекции запасы ки-

нетической энергии в процессе эволюции ЦУШ увеличиваются со скоростью $1,58 \text{ Вт/м}^2$. Под действием механизма вертикальной адвекции происходит уменьшение запасов кинетической энергии со скоростью $2,11 \text{ Вт/м}^2$. Таким образом, в целом под действием внешних источников запасы кинетической энергии уменьшаются.

5. Проанализированы все имеющиеся к настоящему времени оценки притока (стока) кинетической энергии в атмосферных образованиях синоптического масштаба за счет работы силы горизонтального барического градиента. Выявлено, что за счет работы силы горизонтального барического градиента происходит уменьшение кинетической энергии в ЦУШ. Это уменьшение обусловлено расходом кинетической энергии на поддержание противогradientных течений, которые, в свою очередь, увеличивают дивергенцию скорости в свободной атмосфере, являющейся основным фактором углубления циклона. Тем самым показана несостоятельность утверждений о росте кинетической энергии за счет работы силы горизонтального барического градиента в углубляющихся тропосферных областях пониженного давления [4].

6. На основании работы Ч. Тсай и С. Као, где было показано, что источником кинетической энергии для крупномасштабных составляющих атмосферной циркуляции является доступная потенциальная энергия, накопление которой в спектральной области, соответствующей движениям синоптического масштабов, происходит в результате взаимодействий с движениями других масштабов, можно сделать вывод о том, что компенсация потерь кинетической энергии, идущей на поддержание противогradientных течений, осуществляется в результате нелинейных взаимодействий движений различных масштабов и зонального потока путем механизмов бароклинной и баротропной неустойчивости. Однако полной компенсации потерь кинетической энергии при этом все же не происходит, поэтому в целом под действием внутренних источников в циклонах запасы кинетической энергии уменьшаются.

7. Уменьшение кинетической энергии от стадии максимального развития до стадии заполнения превышает ее рост в процессе углубления ЦУШ, поэтому запасы кинетической энергии на стадии заполнения в среднем составляют 67% запасов на начальной стадии, хотя в нижнем 3-километровом слое атмосферы происходит увеличение запасов кинетической энергии по сравнению с их первоначальными накоплениями. Таким образом, в средней и верхней атмосфере суммарное действие внешних и внутренних источников кинетической энергии приводит к уменьшению ее запасов, а в нижней тропосфере — к их росту.

8. Согласно большинству предыдущих исследований в циклонических вихрях преобладает передача вихревой кинетической энергии от возмущений к течению более крупного масштаба. В рассмотренных нами случаях отдельные циклоны в некоторых слоях также отдают вихревую кинетическую энергию основному потоку, однако средние оценки соответствуют передаче кинетической

тической энергии основного течения к возмущениям со скоростью $0,47 \text{ Вт/м}^2$. В связи с тем, что в стационарном турбулентном потоке кинетическая энергия основного движения непрерывно переходит в кинетическую энергию флуктуаций, сделанные нами выводы относительно механизма перехода основного потока в вихревой являются более обоснованными.

9. На основании вычисления компонентов уравнений баланса кинетической, потенциальной и внутренней энергии построена количественная схема формирования энергетического баланса полной энергии в циклонических образованиях. Эта схема представляет собой эмпирическую энергобалансовую модель циклона. Проанализирован вклад каждого слагаемого в структуре баланса полной энергии. Рассмотрены трансформационные переходы одних видов энергии в другие. Определены условия их существования и интенсивность.

10. На возникновение ЦУШ большое влияние оказывает генерация ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации. По мере своего развития циклонические вихри черпают ДПЭ из фронтальных систем, где генерируется большая часть доступной потенциальной энергии вследствие крупномасштабной конденсации. Динамика развития циклона приводит к тому, что на начальной стадии развития в роли основного источника генерации ДПЭ выступает теплый фронт, на стадии максимального развития — холодный, на заключительной стадии развития — фронт окклюзии.

11. Показано, что величина ДПЭ в циклонических вихрях может служить количественной мерой степени их бароклинности. Предложена методика прогноза эволюции циклонов у поверхности Земли на основе анализа запасов ДПЭ. В качестве статистической базы использовался параметрический одномерный линейный дискриминантный анализ. Приведенные оценки оправданности прогнозов на зависимом и независимом материале свидетельствуют о высокой эффективности использования запасов ДПЭ в качестве характеристики, определяющей эволюцию ЦУШ у поверхности Земли.

12. Установлено, что главная прогностическая физико-математическая модель Гидрометцентра России Т85L31 удовлетворительно воспроизводит процесс генерации ДПЭ за счет фазовых переходов воды в ЦУШ. Наиболее адекватно модель описывает генерацию ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации на вторые и третьи сутки работы модели [1].

Из изложенного следует, что в области энергетики атмосферных вихрей синоптического масштаба, а также региональной энергетики достигнуты определенные успехи. На кафедре метеорологии и охраны атмосферы Пермского государственного национального исследовательского университета сформирована и постоянно развивается с освоением все новых исследовательских направлений в области метеорологии научная школа под руководством Н.А. Калинина, в рамках которой приоритетными являются вопросы энергетики атмосферы. В плане дальнейшего изучения наиболее перспективными

как с теоретической, так и с практической стороны являются следующие проблемы:

1. Генерация доступной потенциальной энергии за счет неадиабатических источников тепла. К механизмам этой генерации относятся эффекты фазовых переходов влаги, радиационного и турбулентного энергообмена.

2. Энергетика блокирующих циклонов и антициклонов, формирующих аномальную погоду на обширных территориях.

3. Верификация гидродинамических моделей атмосферы путем исследования качества воспроизведения с их помощью энергетического цикла, отражающего действие наиболее сложных физических механизмов, управляющих процессами возникновения и развития циркуляционных систем.

Рассмотрение перечисленных проблем должно явиться следующим шагом в проведении и использовании результатов диагностических исследований в области энергетики атмосферных вихрей синоптического масштаба, а также региональной энергетики.

Литература

1. Ветров А.Л. Трансформация доступной потенциальной энергии в циклонах вследствие фазовых переходов воды / под ред. Н.А. Калинина. Перм. гос. ун-т. Пермь. 2007. 100 с.

2. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеоиздат. 1991. 616 с.

3. Калинин Н.А. Энергетика циклонов умеренных широт. Пермь: изд-во Перм. ун-та. 1999. 192 с.

4. Калинин Н.А., Связов Е.М. Трансформация кинетической энергии в циклонах умеренных широт. Перм. гос. ун-т. Пермь. 2008. 116 с.

5. Калинин Н.А. Динамическая метеорология: учебник. Перм. гос. ун-т. Пермь; РГГМУ. СПб. Изд. второе, испр. Перм. кн. изд-во. 2009. 256 с.

6. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. СПб.: Гидрометеоиздат. 2000. 780 с.

7. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы: пер. с англ. / под ред. С.П. Хромова. Л.: Гидрометеоиздат. 1973. 615 с.

1.12. Методика климатического обоснования использования энергии ветра*

В последнее время, в нашей стране и в особенности за рубежом значительно возрос интерес к использованию альтернативных источников энергии, в частности энергии ветра. По оценкам специалистов, вклад ветровой энергии в общий энергобаланс Дании, Англии, Швеции и ряда других стран ожидается в начале следующего столетия от 5 до 15% [1, 2]. В нашей стране, которая обладает огромными запасами ветровых ресурсов, ветроэнергетика по-

* См. География и природные ресурсы. 1993. № 3 (совместно с А.Д. Дробышевым и Ю.А. Пермяковым).

прежнему практически не используется, в народном хозяйстве. Отечественные ветроагрегаты по техническим параметрам и возможностям заметно уступают зарубежной ветротехнике: они малонадежны в эксплуатации, маломощны и сравнительно дороги.

Неконкурентоспособность ветроэнергетики объясняется не только чисто техническими проблемами. Другой причиной является недооценка учета особенностей ветрового режима, как на стадии конструкторских разработок, так и при размещении ветроэнергетических установок (ВЭУ) и ветроэнергетических станций (ВЭС). В данной работе на примере Башкирии показаны принципы климатического обоснования использования энергии ветра и дана оценка возможной производительности ВЭС при оптимальном размещении ВЭУ с учетом местных условий.

Поставленная задача решалась в два этапа. На первом исследовался общий фон скоростей ветра по всей территории республики. Для этого по 36 длиннорядным метеостанциям проведены расчеты параметров ветроэнергетического, кадастра (ВЭК). За каждый месяц, за холодный и теплый периоды были рассчитаны средняя скорость, коэффициент вариации, средний куб скорости, суммарная и непрерывная длительность периодов со слабыми и очень сильными ветрами. Такие же расчеты проведены для высот 100, 200, 300 и 500 м по данным ближайших аэрологических станций [3, 4]. Анализ расчетного, графического и табличного материала позволил выявить общие особенности ветрового режима территории (табл. 1).

Из-за большого разнообразия рельефа и растительного покрова исследуемую территорию можно подразделить на 4 района с различным режимом ветра. Наиболее низкая среднегодовая скорость ветра V ; равная 2 м/с и ниже, наблюдается в межгорных котловинах Уральского хребта, поросших плотной лесной растительностью. Эта территория отнесена к 1-му району. Второй район со средними скоростями от 2 до 3 м/с занимает холмистую местность предгорий и тянется сравнительно узкой полосой вокруг первого района. Практически вся западная часть территории, наименее залесенная, относится к 3-му району со среднегодовой скоростью ветра от 3 до 4 м/с. В него же входят и зауральские степи, расположенные на юго-востоке. Самые большие средние скорости (выше 4 м/с) отмечаются в долине нижнего течения р. Белой и в долинах Бугульминско-Белебеевской возвышенности, ориентированных по направлению преобладающих ветров. Это — четвертый район, наибольший по площади [5].

Коэффициент вариации C_v , характеризующий изменчивость ветра, по сравнению со средней скоростью имеет противоположный пространственный ход. В отрогах Уральского хребта его значения превышают 100%, а на юго-западе над степными районами и над пойменными пространствами р. Белой (ниже г. Уфы) параметр изменчивости скорости минимальный и составляет 70—80%.

Наиболее распространенной ветроэнергетической характеристикой: является средняя удельная мощность ветрового потока \bar{N} (Bm/m^2), которая определяется из выражения

$$\bar{N} = 1/2\rho\bar{V}^3, \quad (1)$$

где ρ — плотность воздуха, $кг/м^3$; \bar{V}^3 — средний куб скорости ветра, $м^3/с^3$. Ее значения варьируют по территории в широких пределах (см. табл. 1). В районе горного Урала (1 район) среднегодовая мощность ветра не превышает $45 Bm/m^2$. В третьем районе, куда входит почти вся западная часть Башкирии, ветропотенциал меняется от 76 до $155 Bm/m^2$. В отдельных пунктах на юго-западе и юго-востоке территории плотность ветровой энергии достигает почти $200 Bm/m^2$ (Баймак — 486, Салават — 190). Продолжительность энергоактивных ветров $P_{V \geq 5 м/с}$ составляет менее 10% времени: года в межгорных долинах и 20–30 % в 3–4 районах (см. табл. 1). Непрерывная длительность таких ветров $\bar{\tau}_{V \geq 5 м/с}$, ч соответственно изменяется от 1–2 ч в горах до 6–7 ч в степных районах.

Таблица 1

Среднегодовые (за 1966—1986 гг.) значения параметров ВЭК на уровне 10 м ветровых районов Башкирии

Номер района	Территория	Параметры ВЭК				
		\bar{V} , м/с	C_v , %	\bar{N} , Bm/m^2	$P_{V \geq 5}$ м/с, %	$\bar{\tau}_{V \geq 5 м/с}$ ч
1	Межгорные котловины (ложбины) Урала	≤ 2	> 100	< 45	< 10	< 2
2	Предгорья Урала	2,1—3	91—100	45—75	10—19	2—3
3	Бассейн р. Белой вниз по течению от г. Мелеуза, образованный левыми притоками; зауральские степи на юго-востоке	3,1—4	81—90	76—155	20—30	4—5
4	Долины Бугульминско-Белебеевской возвышенности, ориентированные по направлению преобладающих ветров; долина р. Белой вниз по течению от г. Бирска	> 4	≤ 80	> 155	> 30	≥ 6

Примечание. Обозначения см. в тексте.

Энергетические ресурсы ветра меняются не только по территории, но и по вертикали, а также в годовом и суточном цикле. С высотой энергия ветра быстро возрастает, увеличиваясь в 1,8—2 раза на уровне 30 м над землей (по

сравнению с высотой 10 м) и в 2,5 раза — на уровне 100 м. В районах со сложным рельефом интенсивность прироста энергии еще выше. Максимумы энергopotенциала наблюдаются в декабре—январе и в дневные часы, минимумы — в августе—июле и в темное время суток.

Первый этап исследования условий для развития ветроэнергетики в Башкирии мы завершили оценкой суммарных ветровых ресурсов республики в целом. Сначала необходимо было определить средний потенциал мощности ветрового потока \bar{N}_n (Вт/м):

$$\bar{N}_n = 1/2 \rho \bar{V}^3 \cdot D^2, \quad (2)$$

где D — квадрат сечения ветрового потока, м². Если считать, что восстановление ветрового потока, ослабленного соседними ветроагрегатами, происходит на расстоянии $10 \cdot D$, то суммарная его мощность, приходящаяся на 1 км² земной поверхности, $\bar{N}_{n1\text{км}^2}$, кВт будет [1, 2]

$$\bar{N}_{n1\text{км}^2} = \bar{N}_n \cdot \left(\frac{1000}{10D} \right)^2 = 5 \rho \bar{V}^3, \quad (3)$$

а средняя суммарная энергия за период T

$$\bar{A}_{n1\text{км}^2} = 5 \rho \bar{V}^3 \cdot T. \quad (4)$$

Умножая выражения (3), (4) на площадь исследуемой территории S (км²), найдем полную мощность \bar{N}_S (кВт) и энергию ветрового потока A_S (кВт·ч) над всей Башкирией в слое атмосферы, где производились измерения скорости ветра:

$$\left. \begin{aligned} \bar{N}_S &= 5 \rho \bar{V}^3 \cdot S, \\ \bar{A}_S &= 5 \rho \bar{V}^3 \cdot T \cdot S \end{aligned} \right\}. \quad (5)$$

Поскольку ветроэнергopotенциал никогда не может быть реализован ветроагрегатами полностью, выражения (2)—(5) используются только для расчета ветровых ресурсов. Для того чтобы оценить, какую часть их можно утилизировать, следует учитывать технические параметры ветроагрегата. Предположим, что гипотетический ветроагрегат имеет начальную скорость V_0 , максимальную V_m и расчетную V_p . Коэффициент использования энергии ветра, КПД редуктора и генератора для него возьмем соответственно 0,45, 0,90 и 0,95. Тогда при «сплошном» размещении ВЭУ по всей территории (через 10 диаметров ветроколеса) суммарная мощность \bar{N}_{TS} (кВт) и производительность их A_{TS} (кВт·ч) составят:

$$\left. \begin{aligned} \bar{N}_{TS} &= 1,85 \cdot \overline{V_{V_0-V_p-V_m}^3} \cdot S, \\ A_{TS} &= 1,85 \cdot \overline{V_{V_0-V_p-V_m}^3} \cdot ST \end{aligned} \right\}, \quad (6)$$

где $\overline{V_{V_0-V_p-V_m}^3}$ — средний куб в диапазоне рабочих (энергоактивных) скоростей ветра.

Учитывая технические характеристики ветроагрегата АВЭУ-16 ($V_0 = 5$ м/с, $V_p = 9$ м/с, $V_m = 25$ м/с) и подставляя в выражения (3)—(6) кадастровые значения полного и неполного кубов скорости ветра ($\overline{V^3} = 140$ м³/с³, $\overline{V_{5-9-25}^3} = 55$ м³/с³), параметров $S = 143,6$ тыс. км² и $T = 8760$ ч, получим, что ветроэнергопотенциал всей Башкирии (на уровне 10 м над поверхностью земли) составляет более 100 млн кВт суммарной мощности. Технически возможная утилизация этих ресурсов оценивается почти в 15 млн кВт суммарной мощности и более 1000 млрд кВт·ч среднегодовой выработки электроэнергии.

Таким образом, в результате первого этапа исследований можно сделать предварительный вывод о том, что, несмотря на сравнительно невысокие, скорости ветра, энергопотенциал Башкирии огромен. Однако практическое его использование требует знания не только фоновых характеристик ветра, но и особенностей изменчивости ветра вследствие местных условий. Поэтому на втором этапе исследований ставилась задача выбора площадок для ветроагрегатов и оценки возможной производительности ВЭС. С этой целью на территории совхозов «Матраевский» и «Маканский» Хайбуллинского района в мае—июне 1990 г. были проведены экспедиционные наблюдения. Программа экспедиции, организованной преподавателями и студентами кафедры метеорологии Пермского университета, включала трехнедельный цикл градиентных наблюдений за скоростью ветра, температурой и влажностью воздуха на высотах 0,5 и 2 м на трех полигонах. Полигоны представляли собой сравнительно пологие вершины и склоны холмов с относительным превышением над соседней местностью от 30 до 300 м. На каждом полигоне был разбит базовый лагерь с круглосуточным пунктом наблюдений и 5–6 дополнительными постами. На всех постах с 6 до 20 ч местного времени измерения проводились еже часно. С наступлением сумерек на базовых постах съемки проводились через 3 ч. В качестве основных приборов использовались разборно-составные градиентные стойки высотой 2,3 м с поворачивающимися кронштейнами и системой опор для создания наибольшей устойчивости, анемометры МС-13 и аспирационные психрометры МВ-4М. Все измерения проводились по методике, изложенной в «Руководстве по теплбалансовым наблюдениям» [5]. Для приведения экспериментальных данных к длинному периоду синхронно с полевыми наблюдениями осуществлялись еже часные измерения на метеорологической станции Акъяр, расположенной в 40—45 км от полигонов. В целях более полного освещения ветрового режима в пределах приземного слоя, атмосферы на базовых постах были организованы ша-ропилотные наблюдения, которые проводились ежедневно с 9 до 21 ч мест-

ного времени через каждые 3 ч. Наблюдения велись с помощью двух аэрологических теодолитов АШТ и шаропилотных оболочек № 10 и № 20. Длина базы, которая определялась тригонометрическим способом, находилась в пределах 600—800 м. Отсчеты производились в течение 5 мин через каждые 15 с. При этом средняя грузоподъемность шаров-пилотов составляла 1—3 з, что соответствовало средней вертикальной скорости 40—60 м/мин. Высота шара-пилота относительно первого теодолита определялась из выражения

$$H_{\delta} = b(\operatorname{tg} \delta \sin \beta / \sin(\alpha - \beta)), \quad (7)$$

а относительно второго теодолита из выражения

$$H_{\gamma} = b(\operatorname{tg} \gamma \sin \alpha / \sin(\alpha - \beta)), \quad (8)$$

где b — длина базы, м; α , δ и β , γ — соответственно горизонтальный и вертикальный углы по теодолиту первого и второго пунктов. Для расчета средней высоты шара-пилота над поверхностью земли использовалась формула

$$\bar{H} = [H_{\delta} + (H_{\gamma} \pm h)] / 2, \quad (9)$$

где, \bar{H} — высота шара над поверхностью земли, м; h — превышение одного пункта над другим, м. Если $H_{\delta} > H_{\gamma}$, то в формуле (9) берется знак «плюс». Направление и скорость ветра определялись с использованием данных о \bar{H} , α и δ до высоты 200 м [5].

Первичная обработка экспериментальных данных заключалась в восстановлении вертикальных профилей скорости ветра и в приведении коротко-рядных наблюдений к длинному периоду. Восстановление вертикальных профилей скорости ветра производилось двумя способами: по упрощенному степенному закону изменения ветра с высотой и с учетом стратификации атмосферы. В большинстве исследований по ветроэнергетике принимается степенная аппроксимация профиля ветра $U(Z)$ [6]:

$$U(Z) = U_1(Z/Z_1)^m, \quad (10)$$

где U_1 — скорость ветра на высоте $Z_1 = 0,5$ м, м/с. Согласно первому способу безразмерный параметр m , по данным градиентных наблюдений, определяется на основе выражения (10) по следующей формуле:

$$m = [\ln(U_1/U_2)] / [\ln(Z_1/Z_2)], \quad (11)$$

где U_2 — скорость ветра на высоте $Z_2 = 2,0$ м, м/с.

Далее по формуле (10) производится расчет скорости ветра $U(Z)$ на любом уровне Z . Простота приведенного способа заключается в том, что он позволяет аппроксимировать профиль ветра $U(Z)$ в пределах приземного слоя атмосферы на основании данных только о скорости ветра на двух уровнях. Однако данный способ не учитывает стратификации атмосферы, в зависимости от которой параметр m может изменяться в довольно широких пределах [7]. Таким образом, данный способ имеет ограниченное применение.

Согласно второму способу безразмерный параметр m в выражении (10) определяется в зависимости от величины, и знака градиента температуры

воздуха γ на уровнях Z_1 и Z_2 по Н.Л. Бызовой [7] (табл. 2). Затем так же, как и в первом случае, производится расчет скорости ветра $U(Z)$ на любом уровне Z .

Таблица 2

Зависимость от стратификации атмосферы

Стратификация	$\gamma = \frac{(t_{0,5} - t_{2,0})^{100}}{1,5}$, °C/100 м	m
Неустойчивая	$\gamma > \gamma_a$	0,10 ÷ 0,14
Безразличная	$\gamma = \gamma_a$	0,15
Устойчивая	0,9 ÷ 0,7	0,17
	0,6 ÷ 0,4	0,20
	0,3 ÷ 0,1	0,23
Изотермия	0	0,25
Инверсия	$\gamma < 0$	0,27 ÷ 0,50

Примечание. $t_{0,5}$ и $t_{2,0}$ — температура воздуха на высотах 0,5 и 2,0 м (°C);
 γ_a — сухоадиабатический градиент температуры.

Анализ расчетных данных и сопоставление их с результатами шаропилотных наблюдений, восстановленных на соответствующие уровни с помощью кубического сплайна [8], показали, что для высоты, 12 м над землей (высота ветроколеса АВЭУ-16) упрощенный способ расчета дает расхождения порядка 0,9—1 м/с, а с учетом стратификации — 0,4—0,7 м/с. Соответствующая относительная погрешность восстановления средней скорости по градиентным наблюдениям составила 13—18 и 6—43%.

Для приведения экспериментальных данных к длинному периоду строились корреляционные графики результатов параллельных наблюдений на постах и на опорной станции Акъяр. Статистические расчеты выполнялись с привлечением многолетних распределений скорости ветра на станции Акъяр за каждый месяц, взятых из «Справочника по климату СССР» [9]. В табл. 3 приводятся ветроэнергетические характеристики на четырех постах, расположенных в различных условиях, и на метеостанции Акъяр. Их сопоставление показывает, что на всех четырех точках полигона ветроэнергетические условия значительно лучше, чем на станции Акъяр — ровном открытом месте. На вершинах холмов с отметками высот 474—480 м над уровнем моря по сравнению с ровной степной местностью среднегодовые скорости увеличиваются в 2,2 раза, удельная ветроэнергетическая мощность — в 4,5—4,6, суммарное время работы ВЭУ — в 1,5, производительность агрегата — в 3,3—3,4, коэффициент использования установленной мощности ВЭУ — в 4,7—4,8 раза. Устойчивее на 30—35% становится общий режим скоростей ветра. Даже в защищенных формах рельефа, таких как седловина, среднего-

довые скорости на полигоне оказываются выше более чем в 1,3 раза, а возможная производительность ВЭУ — в 1,5 раза.

Таблица 3

Среднегодовые ветроэнергетические характеристики на опорной метеостанции Акъяр и в отдельных точках полигона «Матвеевский-2»

Местоположение постов наблюдений	Высота над ур. м., м	Показатели					
		\bar{V} , м/с	C_V , %	\bar{N} , Вт/м ²	$P(25 > V \geq 4)$, %	A , тыс. кВт·ч	K , %
Вершина холма в восточной части полигона	480	7,0	61	515	73	64,9	29
Вершина холма в северной части полигона	474	6,9	65	530	70	62,0	28
Восточный склон холма в центральной части полигона	450	6,0	75	445	59	50,1	21
Седловина между холмами, расположенными к северо-востоку и юго-западу ($\Delta h = 20—25$ м)	440	4,3	74	160	45	29,4	9
Метеостанция Акъяр	341	3,2	95	115	48	19,0	6

Примечание. $P(25 > V \geq 4)$ — суммарное время работы ВЭУ;

A — производительность агрегата; K — коэффициент использования мощности ВЭУ.

На основании вышеизложенных результатов сделаны следующие выводы.

1. На территории Башкирии выделяются 4 района с различным фоновым режимом ветра. Наибольшие ветроэнергетические ресурсы сосредоточены в долине р. Белой вниз по течению от г. Бирска. При среднегодовой скорости ветра у земли более 4 м/с удельная ветровая мощность здесь превышает 155 Вт/м². Высоким ветровым потенциалом обладают продуваемые долины Бугульминско-Белебеевской возвышенности, ориентированные по направлению преобладающих ветров. Достаточно неплохие условия для ветроэнергетики имеются в бассейне р. Белой ниже г. Мелеуз.

2. Энергопотенциал ветра над всей территорией Башкирии (на уровне 10 м над землей) составляет более 100 млн кВт суммарной мощности. Технически возможная утилизация ветровых ресурсов республики оценивается более чем в 100 млрд кВт·ч среднегодовой выработки электроэнергии.

3. Строительство и эксплуатация ветроэнергетической станции мощностью 1000 кВт (63 ветроагрегата АВЭУ-16) с учетом микроклиматической изменчивости ветра в юго-восточных районах Башкирии позволит вырабатывать 2,5—3 млн кВт·ч электроэнергии при коэффициенте использования установленной мощности 25—30% и суммарном времени работы ВЭС более 5 тыс. ч в год.

Литература

1. Ляхтер В.М. Ветровые электростанции большой мощности: Обзорная информация. М.: Информэнерго. 1987. 72 с.
2. Зубарев В.В., Минин В.А., Степанов И.Р. Использование энергии ветра в районах Севера. Л.: Наука. 1989. 208 с.
3. Дробышев А.Д., Калинин Н.А., Назаров Н.Н., Пермяков Ю.А., Чижиков В.Д. О некоторых аспектах климатологической оценки ветроэнергетических ресурсов южных районов Башкирии. Ученые Пермского университета — науке и производству: Тез. Юбил. науч. сессии. Пермь. 1991. С. 289—290.
4. Калинин Н.А., Пермяков Ю.А. Организация и проведение микроклиматических обследований для целей ветроэнергетики в Башкирской АССР. Малая энергетика Западной Сибири и Алтайского края: Тез. докл. Новосибирск. 1991. С. 22—23.
5. Руководство по теплобалансовым наблюдениям. Л.: Гидрометеиздат. 1977. 150 с.
6. Рекомендации по определению климатических характеристик ветроэнергетических ресурсов. Л.: Гидрометеиздат. 1989. 80 с.
7. Бызова Н.Л. Рассеяние примеси в пограничном слое атмосферы. М.: Гидрометеиздат. 1974. 192 с.
8. Калинин Н.А., Ковалева Т.А. Интерполяция эмпирических данных кубическими сплайнами. Вопросы мезоклимата, циркуляции и загрязнения атмосферы: Межвуз. сб. науч. трудов. Пермь. 1988. С. 141—147.
9. Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат. 1966. Ч. 3 Вып. 9. 190 с.