

С.В.Иванов, к.геогр.н., Г.П.Ивус, к.геогр.н., Ю.О.Паламарчук, асп.
Одесский государственный экологический университет

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КОНВЕКТИВНОЙ ЯЧЕЙКИ ЗА ХОЛОДНЫМ ФРОНТОМ: ПОТОКИ ТЕПЛА И ВЛАГИ

На основе результатов численного моделирования с высоким разрешением исследуются потоки тепла и влаги в конвективной ячейке, развивающейся за холодным фронтом. Использование метода масок позволило получить количественные оценки переноса по вертикали влаги, явного и скрытого тепла непосредственно в пределах конвективной циркуляции. Определены слои интенсификации и ослабления восходящих движений. Установлено существование в модели обратной циркуляции с нисходящим потоком и оценено количество тепла, переносимое из нижней тропосферы в среднюю.

Ключевые слова: конвективная ячейка, потоки тепла и влаги

Введение. Модели высокого разрешения стали важным инструментом изучения мезомасштабных процессов, в частности, конвективных, развивающихся в пределах синоптических образований. Уровень детализации при их описании несравнимо выше, чем может обеспечить сеть стандартных наблюдений. Это позволяет сосредоточить внимание на диагнозе таких особенностей, как потоки влаги, тепла и момента в конвективных структурах и на их границах [7]. На сегодняшний день сформировалось два направления в изучении конвективной атмосферы. Одно из них связано с моделями одиночного облака (*Cloud-Resolving Model (CLM)*) [5], в которых характеристики конвективных процессов исследуются на индивидуальных случаях. Другое направление рассматривает статистические моменты и бюджеты ансамбля кучевых облаков. Первоначально это направление развивалось в приложениях к слоистой облачности [3], а затем распространилось и на глубокую конвективную облачность [6]. Ради справедливости следует заметить, что существующие представления, реализованные в обоих типах мезомасштабных моделей, как правило, конфликтуют с консервативными схемами конвективной атмосферы, которые используются в глобальных климатических моделях.

Данная статья продолжает цикл работ по исследованию конвективных процессов, развивающихся за холодным фронтом [1]. В ней на основе численного моделирования рассматриваются потоки тепла и влаги в индивидуальной конвективной ячейке.

Принцип численного описания потока влаги в конвективных процессах впервые сформулирован в работе [2], хотя его реализация растянулась на несколько десятилетий из-за высокой вычислительной стоимости алгоритма. В сравнении с простыми схемами влажного конвективного приспособления, этот подход основывается на глубоко проработанном физическом базисе и обеспечивает понимание роли конвекции в крупномасштабной динамике атмосферы. Он включает использование микрофизических преобразований и позволяет оценивать вертикальный перенос трассеров, что делает его незаменимым при исследовании влияния аэрозолей на изменения климата. Важность корректного учета конвективных процессов в моделях можно установить из уравнения термодинамики для крупномасштабного потока [8]:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot v \theta} + \frac{\partial (\overline{w \theta})}{\partial p} = \frac{L \overline{Q}}{c_p \Pi} + \frac{\partial (\overline{w' \theta'})}{\partial p} - Q_R = Q_c - Q_R, \quad (1)$$

где θ - потенциальная температура; v, w – горизонтальная и вертикальная компоненты скорости, соответственно; L – удельная теплота парообразования; c_p – удельная теплоемкость при постоянном давлении; Q_R – скорость радиационного нагревания; Q_c – член конвективного нагревания; Π – скорость конденсации/испарения в единице массы воздуха.

Левая часть уравнения (1) содержит только члены крупномасштабного потока, тогда как правая часть представляет воздействие радиационных процессов и мелкомасштабных (подсеточных) движений на крупномасштабный поток. В такой интерпретации влияние конвекции реализуется через вертикальный перенос тепла и нагревание при конденсации. Аналогичный подход к уравнению для влажности позволяет получить члены вертикального и горизонтального переноса влаги при конвекции.

Численная реализация рассматриваемого принципа строится на допущении о том, что средний поток субстанции в пределах ячейки модельной сетки можно описать как

$$\bar{\phi} = \sigma \bar{\phi}^c + (1 - \sigma) \bar{\phi}^e, \quad (2)$$

где верхние индексы c и e относятся к значениям субстанции в облаке и окружающем его воздухе, соответственно; σ – доля модельной ячейки, покрытая облаком (бал облачности).

Представляя поток субстанции в виде суммы крупномасштабной и вихревой компонент

$$\bar{w}\bar{\theta} = \bar{w}\bar{\theta} + \bar{w}'\bar{\theta}', \quad (3)$$

с учетом уравнения (2) можно получить для вихревого потока субстанции

$$\bar{w}'\bar{\theta}' = \sigma \left[\bar{w}\bar{\theta}^c - \bar{w}^c\bar{\theta} \right] + (1 - \sigma) \left[\bar{w}\bar{\theta}^e - \bar{w}^e\bar{\theta} \right]. \quad (4)$$

Так как вертикальная скорость в конвективном облаке намного выше, чем в окружающем воздухе, что, в свою очередь, ведет к слабой корреляции между средними вертикальными движениями и значениями термодинамических характеристик (субстанции), второй член в уравнении (4) может быть опущен. Тогда вихревой поток, обусловленный конвекцией, может быть приближенно выражен как

$$\bar{w}'\bar{\theta}' = \sigma \left[\bar{w}\bar{\theta}^c - \bar{w}^c\bar{\theta} \right], \quad (5)$$

а член конвективного нагревания из уравнения (1) представлен в виде

$$Q_c = (1 - \sigma) \frac{L}{c_p} \frac{\bar{Q}^e}{\Pi} + \sigma \frac{L}{c_p} \frac{\bar{Q}^c}{\Pi} - \frac{\partial}{\partial p} \left[\sigma \left(\bar{w}\bar{\theta}^c - \bar{w}^c\bar{\theta} \right) \right]. \quad (6)$$

По существу, это уравнение представляет поток скрытого тепла, обусловленный конвекцией. С ним связано охлаждение в самом облаке и нагревание окружающего

воздуха за счет испарения облачного конденсата и выброс капель осадков из облака. Следует отметить, что уравнение (6) включает характеристики облака и окружающего воздуха. Последние определяются в узлах сетки численной модели в ходе интегрирования, тогда как значения величин в облаке рассчитываются по схемам параметризации конвекции или встроенным одномерным моделям, таким как модели одиночного облака или модели устойчивой струи вовлечения.

Одна из основных проблем при расчете уравнения (6) связана с аппроксимацией горизонтальной адвекции через боковые границы облака за счет вовлечения и выброса, которые меняются как по высоте, так и во времени при увеличении горизонтального размера облака. Для единичного облака такие потоки определяются следующим образом [4]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\sigma_i \overline{\theta_i^c} \right) - E_i \bar{\theta} + D_i \overline{\theta^c} + \frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma_i \overline{w \theta_i^c} \right) &= \sigma_i \frac{L \overline{Q^c}}{c_p \Pi}, \\ -E_i + D_i + \frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma_i \overline{w_i^c} \right) &= \frac{\partial \sigma_i}{\partial t}, \\ E_i &= \frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma_i \overline{w_i^c} \right) + \frac{\partial \sigma_i}{\partial t} \quad \text{если} \quad -\frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma_i \overline{w_i^c} \right) - \frac{\partial \sigma_i}{\partial t} < 0, \\ D_i &= \frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma_i \overline{w_i^c} \right) + \frac{\partial \sigma_i}{\partial t} \quad \text{если} \quad -\frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma_i \overline{w_i^c} \right) - \frac{\partial \sigma_i}{\partial t} > 0, \end{aligned}$$

где E и D – скорости вовлечения и выброса, соответственно, нижний индекс i обозначает единичное облако.

Суммирование по облачному ансамблю в предположении его статистической устойчивости дает следующие соотношения для потоков:

$$\begin{aligned} -E \bar{\theta} + \sum D_i \overline{\theta^c} + \frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma \overline{w \theta^c} \right) &= \sigma \frac{L \overline{Q^c}}{c_p \Pi}, \\ -E + D + \frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma \overline{w^c} \right) &= 0. \end{aligned}$$

Окончательно уравнение (6) для члена конвективного нагрева принимает вид

$$Q_c = \sigma \overline{w^c} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} + \sum D_i \left(\overline{\theta_i^c} - \bar{\theta} \right) + (1 - \sigma) \frac{L \overline{Q^e}}{c_p \Pi}.$$

Аналогичные соотношения легко получить для переноса влаги и горизонтального момента в конвективном облаке, используя вместо потенциальной температуры соответствующие величины. По этим уравнениям можно установить, что конвекция оказывает воздействие на крупномасштабный поток за счет трех процессов:
- выброса субстанции из облака в окружающий воздух;

- испарения облачного конденсата и осадков за пределами облака. Эти процессы могут иметь место на уровне облаков при выбросе или под нижней границей облаков при выпадении осадков. В последнем случае включаются микрофизические процессы, которые неоднозначно связаны с потоком массы и профилем конденсации;
- компенсационной заменой, которая отражает закон сохранения массы и согласовывает потоки в облаке и окружающем воздухе.

Важность корректного учета потоков, связанных с конвективной облачности, можно показать на следующем примере. Предположим $\sigma \ll 1$, что вполне оправдано при моделировании конвективной облачности на сетке с грубым разрешением. Тогда

$$\bar{\phi} = \phi^e \quad (7)$$

В табл. 1 приведены оценки величины ошибки температуры, массовой доли водяного пара и плавучести частицы при использовании допущения (7). Как видно, абсолютные значения ошибок обычно небольшие даже в случае, когда доля облачности в модельной ячейке составляет половину. Это соответствует случаю мезомасштабных моделей с разрешением 10 км и менее. Таким образом, такая теоретическая формулировка представляется достаточно аккуратной, если говорить о таких величинах, как температура или влажность. Однако, при этом ошибка в определении плавучести частицы B значительно больше и может достигать 50%. Так как эффекты плавучести в атмосфере являются основным движущим механизмом конвективных процессов, рассматриваемое допущение может приводить к существенным ошибкам в описании последних.

Таблица 1 - Ошибка в определении значения субстанции ϕ и плавучести частицы B при использовании уравнения (7)

σ	ϕ^e	ϕ^c	Ошибка ϕ^e , %	Ошибка B , %
Температура, К				
0,1	300	301	< 0,1	10
0,5	300	301	0,2	50
Массовая доля водяного пара, %				
0,1	15	17	1,3	
0,5	15	17	6,5	

Материалы и методы исследования. Численные эксперименты по изучению конвекции за холодным фронтом проводились с использованием модели MM5 на вложенных сетках. Подробное описание конфигурации модели и краевых условий эксперимента можно найти в [1]. В данной работе рассматриваются количественные характеристики потоков массы и тепла (скрытого и явного) в отдельной конвективной ячейке, развивающейся за холодным фронтом над теплой поверхностью.

Для определения границ конвективной ячейки, горизонтальный размер которой варьировался в пределах нескольких км, использовался метод масок. При разрешении модельной сетки 1 км и явном описании конвективных процессов в модели такой подход позволял с разумной точностью локализовать восходящую конвективную струю и связанные с ней потоки тепла и влаги от поверхности в среднюю тропосферу. В качестве критерия для формирования маски использовались положительные значения вертикальной составляющей скорости, в общем, различные на разных уровнях. Такие значения выбирались из соображений оптимального выбора между

стремлением, с одной стороны, принимать в расчет слабые восходящие потоки и, с другой стороны, ограничиться рассмотрением основной конвективной струи, исключая вторичные циркуляции. В определенной мере такой выбор носит субъективный характер, и его формализация представляет собой отдельную задачу, выходящую за рамки данной статьи.

На рис. 1 показаны маски для отдельных уровней на определенный момент времени, которые использовались в дальнейшем для оценки потоков тепла и влаги в конвективной ячейке. Несомненное преимущество такого подхода при определении конфигурации области состоит в том, что с помощью заданного критерия, в данном случае вертикальной составляющей скорости, можно точно установить границы расчетов и исключить смежные области, где протекают процессы иного характера. Отметим, что формальное использование простой конфигурации области, например прямоугольной, приводит к значительным ошибкам в оценках интегральных свойств из-за такого смешивания.

Результаты исследований. Использование масок позволило установить границы восходящей струи и их изменчивость во времени и пространстве, что, в свою очередь, дало возможность рассчитать вертикальные потоки явного и скрытого тепла, а также массы влаги, обусловленные конвекцией. Модельные поля выводились с интервалом по времени 5 мин на протяжении 90 мин, когда конвективная ячейка развивалась и продвигалась над модельной областью. Вертикальное разрешение составляло 5 гПа в пограничном слое и 10...25 гПа в средней тропосфере до верхней границы развития конвекции, располагавшейся на высоте около 5 км.

На рис. 2 показана эволюция поля вертикальной скорости на отдельных изобарических поверхностях. Как видно, конвективные движения начинают формироваться выше поверхности 950 гПа и достигают максимального развития в слое 750...900 гПа. Причем, интенсификация наблюдается как в вертикальных скоростях, достигающих значений 3 м/с, так и по площади (сечению) восходящего потока. Очевидно, что усиление конвективного потока происходит, в первую очередь, за счет вовлечения окружающего воздуха на средних уровнях. К сожалению, имеющаяся информация не позволяет определить горизонтальные потоки через боковые границы конвективной ячейки, которые бы позволили оценить интенсивность вовлечения и выброса массы. О проявлении последнего свидетельствует наличие обратной циркуляции (нисходящего потока), сопутствующей рассматриваемой конвективной ячейке, но значительно более слабой (рис. 2).

На рис.3а показаны вертикальные профили потоков явного тепла, обусловленные восходящими и нисходящими движениями. Перенос явного тепла в конвективной ячейке над пограничным слоем растет с высотой примерно до 3 км, где достигает своего максимального значения около $13,2 \times 10^7$ Дж/(м²·с). Выше этой поверхности, в слое 500...700 гПа (примерно 3...5 км), поток явного тепла вверх, ослабевает, а нисходящий поток возрастает примерно вдвое, до $7,0 \times 10^7$ Дж/(м²·с), но продолжает оставаться меньше восходящего. Расчеты показывают, что в период развития конвективной ячейки на протяжении около 1,5 ч из нижней в среднюю тропосферу передается около $4,0 \times 10^{12}$ Дж тепла в явном виде. Часть этого тепла, около $1,1 \times 10^{12}$ Дж или около 30%, возвращается за счет обратной циркуляции (нисходящего потока). Оставшаяся часть явного тепла, около $2,9 \times 10^{12}$ Дж, передается в среднюю тропосферу. Можно предположить, что оно идет как на нагревание вышележащих слоев, так и преобразуется в кинетическую энергию среднего потока. Этот вопрос будет более подробно рассматриваться в дальнейших исследованиях.

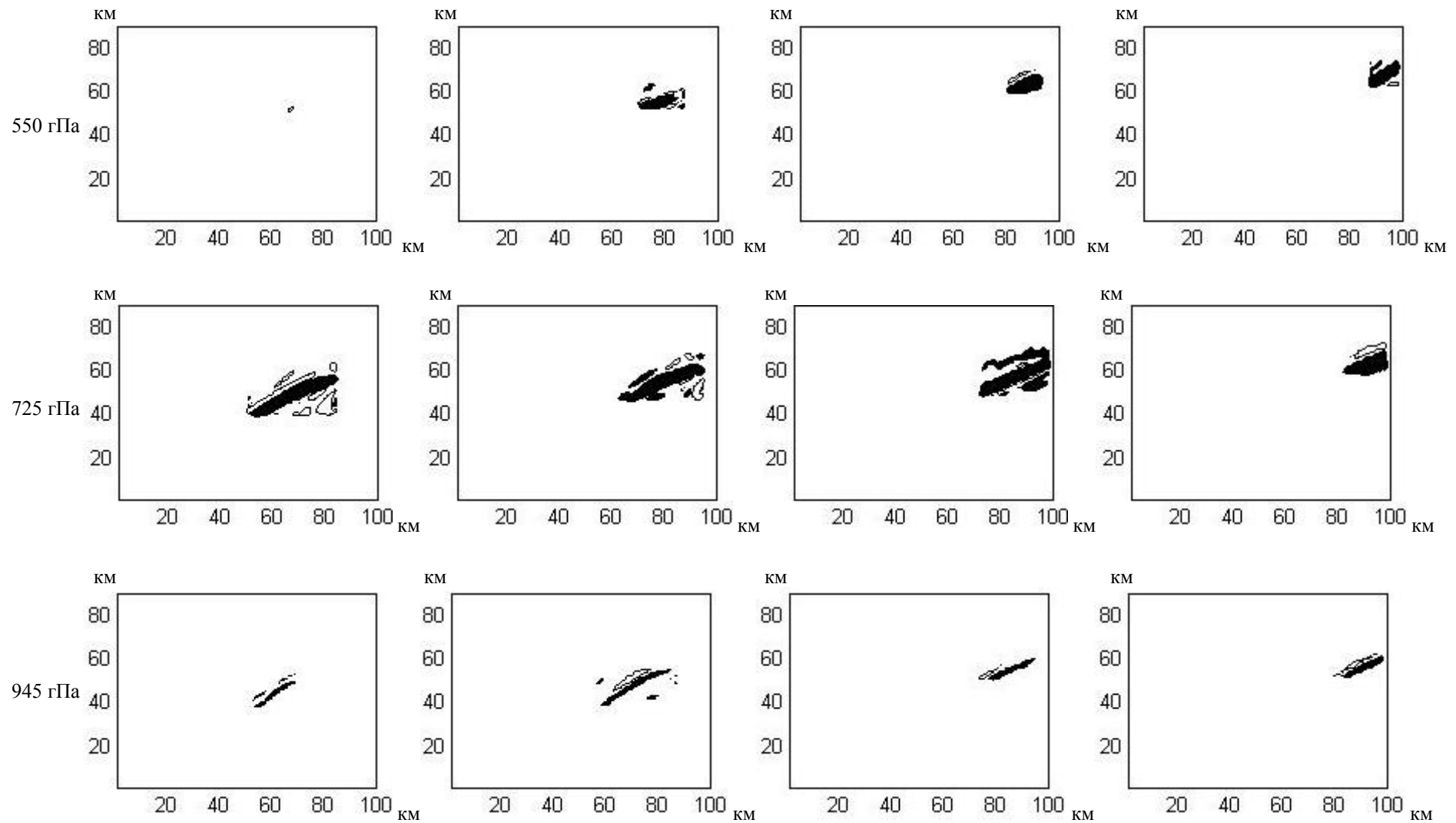


Рис.1 - Маски конвективной ячейки на основе вертикальной скорости. Черные области соответствуют области восходящего потока, контуры – области нисходящего потока.

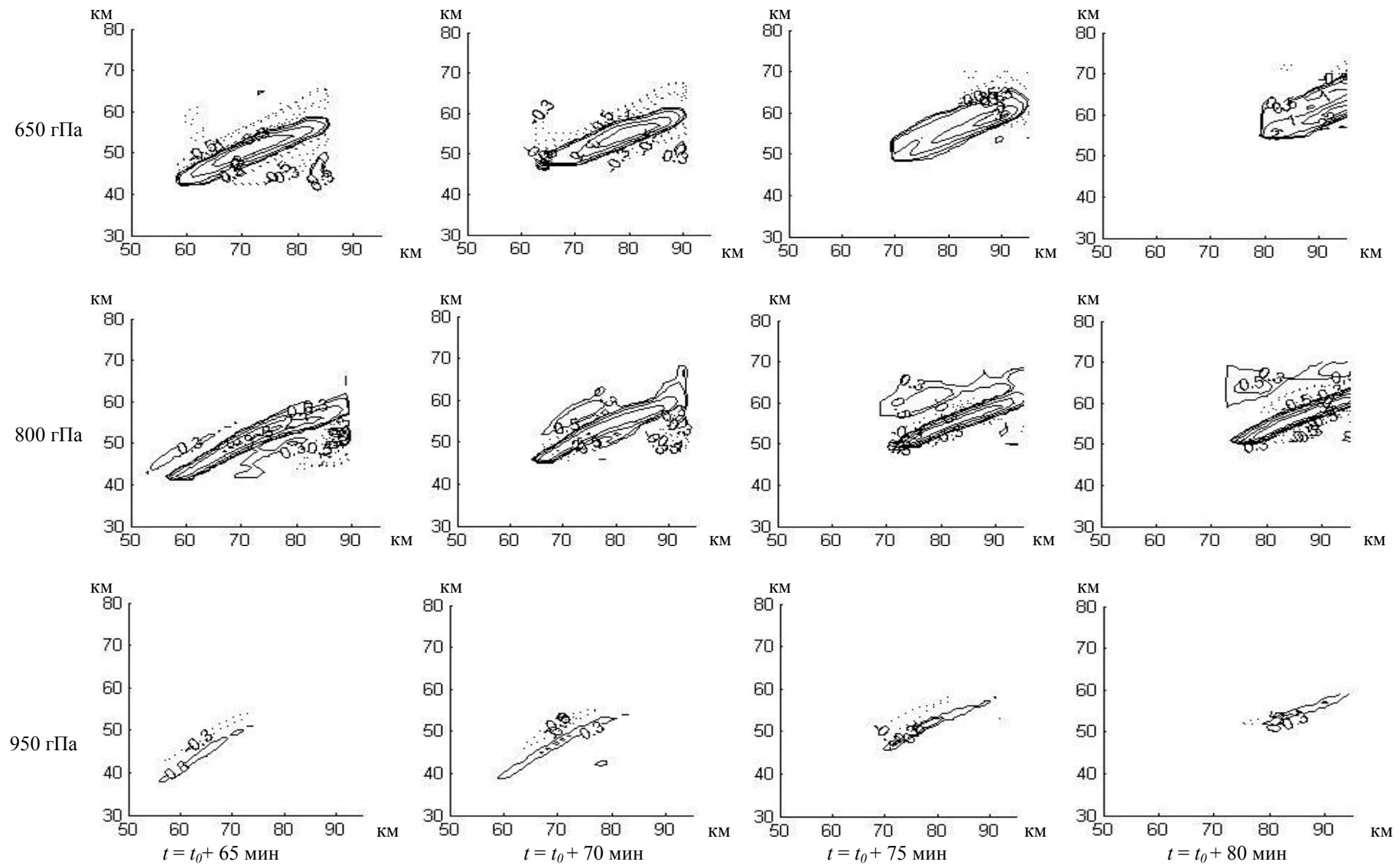


Рис.2 - Эволюция поля вертикальной скорости в конвективной ячейке.

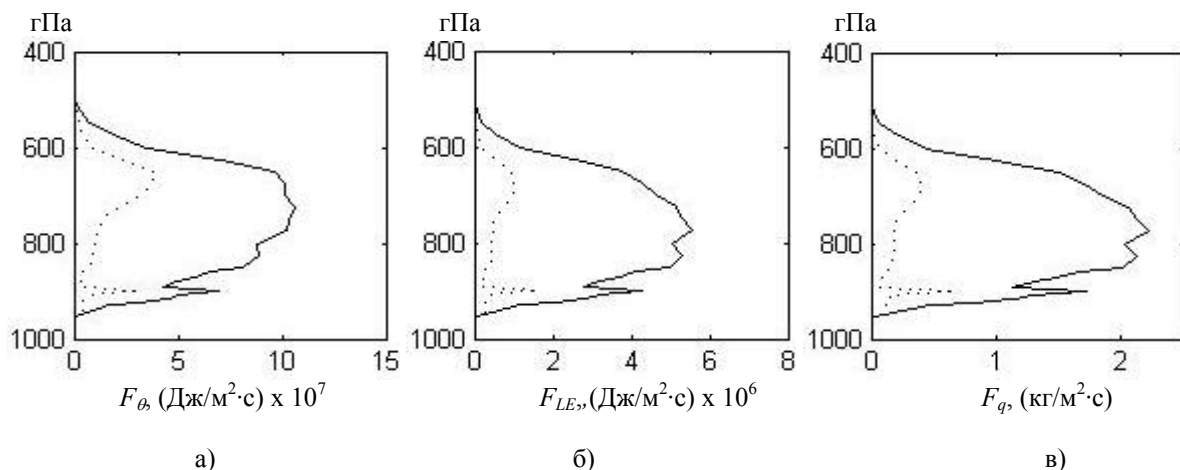
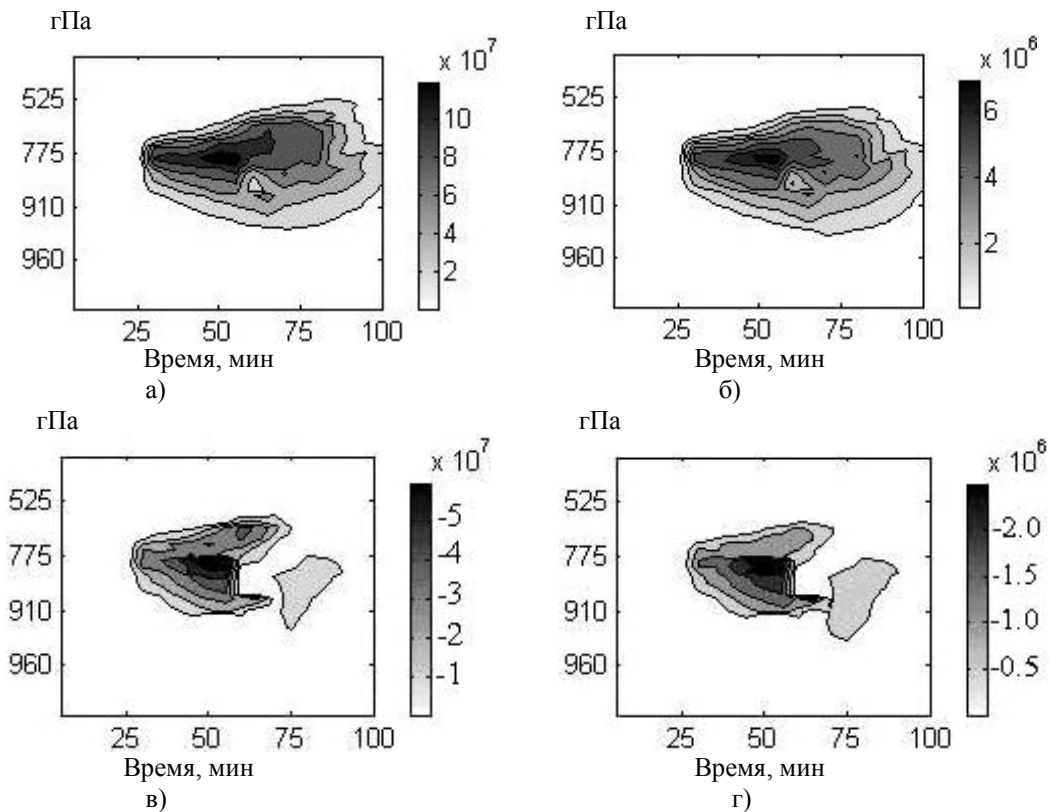


Рис.3 - Вертикальные профили интегральных потоков явного (а), скрытого (б) тепла и влаги (в) в конвективной ячейке. (сплошная кривая - в зоне восходящих потоков, пунктирная – в области нисходящих).

Помимо явного тепла в конвективной ячейке осуществляется и поток скрытого тепла, обусловленный переносом влаги. На рис. 3б,в показаны вертикальные профили потоков скрытого тепла и влаги в восходящих и нисходящих движениях. Их форма близка к профилям потоков явного тепла, так как все они определяются, главным образом, вертикальной составляющей скорости, а пространственная изменчивость полей влажности и потенциальной температуры в пределах конвективной ячейки размером в несколько км невелика. Максимумы потоков влаги и скрытого тепла располагаются несколько выше максимума потока явного тепла, вблизи поверхности 700 гПа, и составляют, соответственно, $2,95 \text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$, и $7,3 \times 10^6 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$. Влага, поступающая в среднюю тропосферу, в дальнейшем идет на формирование облачности и осадков. В рассматриваемом случае эти части составляют, соответственно, $3,9 \times 10^3$ и $6,7 \times 10^3 \text{ кг}$, или 3,7% и 6,3% от общей массы влаги, переносимой в конвективной ячейке. При этом происходит высвобождение скрытого тепла в количестве около $27 \times 10^9 \text{ Дж}$, которое может идти как нагревание воздуха, так и преобразовываться в кинетическую энергию крупномасштабного потока.

Рис. 4 дает представление о распределении потоков тепла по высотам и их изменении во времени. Среди основных особенностей данных распределений можно отметить следующие. Как уже отмечалось ранее, конфигурации потоков явного и скрытого тепла согласуются между собой, так как оба типа потоков определяются вертикальной скоростью. Максимум потоков, как восходящих, так и нисходящих, наблюдается в слое 850...700 гПа и их возникновение и усиление практически синхронизировано. Но затухание восходящих потоков происходит плавно и продолжается на протяжении около 30 мин после достижения состояния наиболее интенсивного развития конвекции со смещением максимума в слой 600-700 гПа, тогда как нисходящие потоки резко затухают в течение 10...15 мин, и при этом отмечается появление двух различных циркуляций. Одна из них, более интенсивная, смещается в слой 550...650 гПа, а другая в слой 850...900 гПа. Приведенные оценки потоков влаги, явного и скрытого тепла получены в модели с горизонтальным разрешением 1 км и вертикальным разрешением от 50 м в пограничном слое до 250 м в средней тропосфере и явном (без использования параметризации) описании конвективных процессов. Разумеется, такое разрешение может оказаться недостаточным для того, чтобы захватить все детали достаточно сложного по физической природе и мелкомасштабного процесса, каковым является конвекция.



Единицы измерения по шкалам- Дж/(м²·с).

Рис.4 - Высотно-временные разрезы потоков явного (а, в) и скрытого (б, г) тепла в восходящей (а, б) и нисходящей (в, г) ветвях конвективной циркуляции.

Приведенные оценки потоков влаги, явного и скрытого тепла получены в модели с горизонтальным разрешением 1 км и вертикальным разрешением от 50 м в пограничном слое до 250 м в средней тропосфере и явном (без использования параметризации) описании конвективных процессов. Разумеется, такое разрешение может оказаться недостаточным для того, чтобы захватить все детали физически достаточно сложного мелкомасштабного процесса, каковым является конвекция. В частности, не представляется возможным оценить величины вовлечения и выброса через боковые границы конвективного облака. Тем не менее, наличие двунаправленной циркуляции с интенсивной восходящей и слабой нисходящей ветвями, воспроизводимой моделью, косвенно свидетельствует о возможности учета этих важных факторов.

Выводы. На основе численного моделирования с высоким пространственным разрешением исследуются процессы переноса тепла и массы в области конвекции, развивающейся за холодным фронтом. Использование метода масок позволило получить оценки потоков влаги, явного и скрытого тепла непосредственно в пределах рассматриваемой ячейки. Установлено, что нижняя граница устойчивых вертикальных движений находится на высоте около 500 м. Интенсификация конвекции, как в скорости восходящих движений, так и в горизонтальных размерах, происходит над пограничным слоем до высоты примерно 3,0...3,5 км. Выше интенсивность конвективных потоков ослабевает, хотя они прослеживаются до высоты 5,0...5,5 км. Максимальная скорость вертикальных движений достигает значений 3 м/с. Обусловленные этими движениями потоки явного тепла оцениваются величиной около $13,2 \times 10^7$ Дж/(м²·с), скрытого тепла $7,3 \times 10^6$ Дж/(м²·с), влаги 2,95 кг/(м²·с). Количество

тепла, переносимое из нижней тропосферы в среднюю в период развития конвективной ячейки, составляет около $4,0 \times 10^{12}$ Дж. Часть этого тепла, около $1,1 \times 10^{12}$ Дж, возвращается в нижнюю тропосферу с нисходящими потоками, являющимися составной частью моделируемой конвективной циркуляции. Остальное тепло в явном и скрытом виде идет на нагревание средней тропосферы и преобразуется в кинетическую энергию крупномасштабного потока. Детали таких преобразований предстоит выяснить в последующих работах.

Представленные оценки получены по одному эпизоду и могут варьировать в зависимости от конкретной синоптической ситуации и технических особенностей модели. Тем не менее, они позволяют оценить порядок потоков тепла и влаги, обусловленных конвекцией и, кроме того, демонстрируют возможности численной модели в воспроизведении таких сложных мелкомасштабных процессов, как конвекция.

Список литературы

1. Иванов С.В., Ивус Г.П., Пишняк Д.В. Численное моделирование мезомасштабных особенностей атмосферы в зоне холодного фронта // Метеорология, гидрология и климатология – 2010. – Вып.51. – С.4-14.
2. Arakawa A., Schubert W.H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment // J.Atmos.Sci. – 1974. – V.31. – P.674-701.
3. Deardorff J.W. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model // Bound.Layer.Meteorol. - 1980. – V.18. – P.495-527.
4. Gregory D., Miller M.J. A numerical study of the parameterization of deep tropical convection // QJR.Meteorol.Soc. – 1989. – V.115. – P.1209-1242.
5. Guichard F., Petch J.C., Redelsperger J.-L. et al. Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models // QJR.Meteorol.Soc. – 2004. – V.130. – P.3139-3172. doi: 10.1256/qj.03.145
6. Khairoutdinov M.F., Randall D.A. Similarity of deep continental cumulus convection as revealed by a three-dimensional cloud-resolving model // J.Atmos.Sci. – 2002. – V.50. – P.2250-2566.
7. Ryan B.F., Katzfey J.J., Abbs D.J. et al. Simulations of a cold front by cloud-resolving, limited-area, and large-scale models, and a model evaluation using in situ and satellite observations // Mon.Wea. Rev. – 2000. – V.128. – P.3218-3235.
8. Yanai M., Esbensen S., Chu J.H. Determination of bulk properties of cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets // J.Atmos.Sci. – 1973. – V.30. – P.611-627.

Numerical modelling of the convective cell behind a cold front: The moisture and heat fluxes.

Ivanov S., Ivus.G., Palamarchuk J.

Sensible and latent heat fluxes within a convective cell behind a cold front are studied in a high resolution model. The mask approach allows us to obtain quantitative estimations of heat and mass transport in the vertical direction governed by the convective circulation. Layers of the generation, intensification and decay of ascending motions are outlined. A return circulation with descending motions in the model is considered and amount of heat transport from the low to middle troposphere is evaluated.

Key words: convective cell, heat and mass fluxes.

Чисельне моделювання конвективного осередку за холодним фронтом: потоки тепла та вологи.

Іванов С.В., Івус Г.П., Паламарчук Ю.О.

На основі результатів чисельного моделювання високого розділення досліджуються потоки тепла та вологи в конвективному осередку, що розвивається за холодним фронтом. Використання методу масок дозволило отримувати кількісні оцінки перенесення у вертикальному напрямку вологи, явного та прихованого тепла безпосередньо в межах конвективної циркуляції. Визначені шари інтенсифікації та ослаблення висхідних потоків. Встановлено існування в моделі зворотної циркуляції з низхідним потоком та оцінено кількість тепла, що переноситься з нижньої тропосфери до середньої.

Ключові слова: конвективний осередок, потоки тепла та вологи.