

В.А. Шлычков¹, В.М. Мальбахов²

Расчет высоты подъема дымового аэрозоля, вовлекаемого в облачные системы в зоне лесного пожара

¹ *Институт водных и экологических проблем СО РАН (Новосибирский филиал),*

² *Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск*

Поступила в редакцию 25.11.2003 г.

Представлена численная модель атмосферного пограничного слоя с возможностью прямого описания когерентных структур. Модель используется для расчета локальной атмосферной циркуляции в зоне лесного пожара. Изучаются теоретические аспекты распространения дымового шлейфа от пожара и образования облачности. Получены оценки подъема дымовых частиц в конвективной колонке, генерируемой нагревом подстилающей поверхности в различных метеорологических ситуациях.

Введение

Массовые лесные пожары относятся к классу опасных стихийных явлений, приносящих значительный хозяйственный и экологический ущерб. Методы борьбы с ними весьма дорогостоящи и не всегда эффективны — часто попытки искусственного подавления пожаров на больших площадях оказываются безуспешными и лишь с выпадением осадков очаги горения затухают естественным путем.

Вместе с тем анализ данных космического зондирования показывает заметное понижение суммы летних осадков на территории возможного влияния лесных пожаров. Так, в Якутии в период лесных пожаров 2002 г. в зоне горения и окрестностях дожди не выпадали аномально длительное время [1]. Механизм этого явления неясен, однако можно предположить, что он связан с выбросами субстанции при пожарах. Например, за счет интенсивных тепловых потоков происходит перестройка облачной динамики, в результате которой блокируются процессы осадкообразования. С другой стороны, ведущую роль может играть не тепло, а эмиссия дымового аэрозоля, который влияет на микрофизические переходы в облачно-дождевых системах как генератор большого числа ядер конденсации (сублимации).

Один из возможных путей такого влияния состоит в следующем. Массы дымовых частиц, попадая на значительные (до нескольких километров) высоты, обуславливают быструю кристаллизацию избытков пара в верхней части облаков. Образовавшаяся мелкодисперсная кристаллическая фракция вследствие малых скоростей оседания не вовлекается в зону образования осадков, что приводит к уменьшению количества дождевой влаги.

В связи с изложенным представляется важным изучить закономерности формирования локальной атмосферной циркуляции, генерируемой эмиссией тепла и дыма при пожаре, и выяснить степень ее

влияния на процессы облакообразования. В частности, необходимо оценить объемы поступления дымового аэрозоля в облачные слои и изучить качественное распределение примеси по вертикали при наземных выбросах от пожаров.

Задача вертикального переноса аэрозоля в неустойчиво стратифицированном атмосферном пограничном слое (АПС) исследована в [2] на основе численной вихреразрешающей модели. При воспроизведении конвективного ансамбля в [2] задавались условия периодичности на боковых границах, что не позволяет обобщить полученные там результаты на реальные ситуации. В работе [3] пожар рассматривается как локальное явление в рамках мезомасштабной негидростатической модели АПС, однако использованное турбулентное замыкание опирается на двухпараметрическую b, ϵ -модель, не содержащую ограничений сверху на масштаб турбулентности, которые следуют из традиционного LES (Large Eddy Simulation)-способа получения исходных уравнений [4].

В рамках подхода, используемого в [3], возникают трудности при расчете конвективного режима при неустойчивой стратификации АПС. По этим причинам конфигурация дымового факела в [3] имеет правильную торообразную структуру над одиночной вертикальной струей, которая характерна для постановок в рамках K -моделей замыкания [5]. Наблюдениями же установлено, что конвективная колонка над пожаром может состоять из нескольких мощных струй пульсирующего характера с нерегулярной пространственно-временной динамикой [6].

В данной работе нами была поставлена следующая задача — сформулировать вихреразрешающую модель АПС, пригодную для воспроизведения как конвективного ансамбля, так и локальных явлений в стратифицированной атмосфере на базе подходов, принятых в методологии LES. Модель используется для описания течения АПС в зоне

лесного пожара, а также для изучения процессов распространения продуктов горения и формирования конвективной облачности.

Постановка задачи

Система уравнений, положенных в основу вихререзающей модели АПС, получается путем применения пространственного фильтра типа «бокс» [4] к уравнениям Навье–Стокса для несжимаемой жидкости. Далее вводится невозмущенный устойчиво стратифицированный «фон» с полями температуры Θ , давления P и плотности ρ и используются упрощения глубокой конвекции [7]. В результате «неупругая» [7] система уравнений в декартовых координатах (x, y, z) будет иметь вид (ось z направлена вертикально вверх)

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{w}{\rho} \frac{\partial \rho u}{\partial z} &= -\frac{\partial \pi}{\partial x} + f v - \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} - \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z}, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{w}{\rho} \frac{\partial \rho v}{\partial z} &= -\frac{\partial \pi}{\partial y} - f u - \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} - \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} - \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z}, \\ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{w}{\rho} \frac{\partial \rho w}{\partial z} &= \\ &= -\frac{\partial \pi}{\partial z} + \lambda \theta - \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} - \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial y} - \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z}, \quad (1) \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \frac{w}{\rho} \frac{\partial \theta}{\partial z} + \Theta_z w &= -\frac{\partial \chi_x}{\partial x} - \frac{\partial \chi_y}{\partial y} - \frac{\partial \chi_z}{\partial z} + \frac{L}{\rho c_p} \Phi, \\ \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} &= 0, \end{aligned}$$

где u, v, w – компоненты скорости ветра; π – аналог давления; θ – возмущения потенциальной температуры; f – параметр Кориолиса; τ_{ij} – компоненты тензора турбулентных напряжений подсеточных масштабов; Φ – скорость фазовых переходов влаги; L – скрытая теплота конденсации. В соответствии с подходом LES [4] предполагается, что τ_{ij} могут быть аппроксимированы с помощью соотношений, аналогичных молекулярному переносу:

$$\tau_{ij} = -K \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad \chi_i = -K_\theta \frac{\partial \theta}{\partial x_i}, \quad (2)$$

где K, K_θ – коэффициенты турбулентной вязкости и температуропроводности. Для расчета K используется соотношение [8]:

$$K = cl\sqrt{b}, \quad (3)$$

где l – масштаб длины, пропорциональный шагу пространственной сетки; c – универсальная постоянная; b – кинетическая энергия неразрешаемых масштабов, которая удовлетворяет следующему уравнению баланса:

$$\begin{aligned} \frac{\partial b}{\partial t} + u \frac{\partial b}{\partial x} + v \frac{\partial b}{\partial y} + \frac{w}{\rho} \frac{\partial \rho b}{\partial z} &= \\ &= K(u_z^2 + v_z^2) - K\lambda(\Theta_z + \theta_z) + 0,61gKq_z + \text{Diff} - \varepsilon, \end{aligned} \quad (4)$$

где λ – параметр плавучести. Величина ε в (4) описывает скорость диссипации подсеточной энергии и параметризуется согласно гипотезам Колмогорова через b, l , а слагаемое Diff характеризует процессы диффузии.

Система уравнений переноса влажности и осадков рассматривается совместно с уравнениями гидротермодинамики (1) и содержит уравнения для водяного пара q , взвешенной капельной q_c и кристаллической q_i влаги, жидких осадков q_r и снега q_s . Для количественного описания Φ в (1) используется модель [9], основанная на параметризации Кесслера [7].

Сформулируем краевые условия для уравнений (1), (4). На боковых границах рассматриваемого параллелепипеда $(0, L_x) \times (0, L_y) \times (h, H)$, где L_x, L_y – размеры области в горизонтальных направлениях; h – толщина приземного слоя; H – верхняя граница АПС, примем

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial w}{\partial x} = \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{\partial b}{\partial x} &= 0 \quad \text{при } x = 0, x = L_x; \\ \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial w}{\partial y} = \frac{\partial \theta}{\partial y} = \frac{\partial b}{\partial y} &= 0 \quad \text{при } y = 0, y = L_y. \end{aligned} \quad (5)$$

На нижней границе области, совпадающей с верхней границей приземного слоя, зададим условия

$$\begin{aligned} K \frac{\partial u}{\partial z} = c_u |\mathbf{u}| u, \quad K \frac{\partial v}{\partial z} = c_u |\mathbf{u}| v, \quad w = 0, \\ K_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z} = c_\theta |\mathbf{u}| (\Theta_0 - \theta) \quad \text{при } z = h, \end{aligned} \quad (6)$$

где c_u – коэффициент сопротивления; $\Theta_0(x, y, t)$ – заданное распределение температуры подстилающей поверхности. На верхней границе АПС поставим условия

$$u = u_G; \quad v = v_G; \quad p = 0; \quad \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \quad \text{при } z = H, \quad (7)$$

где u_G, v_G – составляющие геострофической скорости. Начальные поля полагались равными нулю. Профиль относительной влажности задавался в виде линейной функции, принимающей значение 0,9 на нижней границе АПС и убывающей до 0,4 к уровню $z = H$. Принятое значение влажности на нижней границе поддерживалось неизменным в течение всего расчетного периода. Модель переноса и диффузии дымового аэрозоля, применяемая ниже в расчетах, сформулирована в [3].

Для решения задачи используются конечные разности по переменным x, y, z, t , численный алгоритм основан на варианте метода расщепления «предиктор-корректор» и применении неявных схем. Аппроксимация операторов переноса основана на квазимоноотонной схеме с управляющей функцией. Пространственное разрешение при размерах области в плане 10×10 км составляло $\Delta x = 80$ м, $\Delta z = 20$ м, шаг по времени принят равным 15 с.

Результаты расчетов

Представленная модель использовалась для сопоставительного анализа полей примеси и облачности при пожаре и без него, в сухой и влажной атмосфере. Пожар имитировался как расширяющийся со временем тепловой источник в ограниченной области путем задания локального перегрева подстилающей поверхности на $70\text{ }^{\circ}\text{C}$ по отношению к периферийной температуре. Рассматривались штилевые условия с $u_G = v_G = 0$.

В качестве контрольного результата будем использовать расчетные характеристики АПС, полученные в [3] при моделировании циркуляции над пожаром в сухой устойчиво стратифицированной атмосфере. Кривая 1 на рис. 1 показывает изменение со временем суммарной кинетической энергии $E = \langle \rho(u^2 + v^2 + w^2) \rangle$, нормированной значением $E_{\max} = 3,5 \cdot 10^9$ Дж (здесь угловые скобки обозначают интегрирование по пространству). Характерное значение w в конвективной колонке над источником тепла составило в этом эксперименте 2–3 м/с, средняя высота подъема 1%-й концентрации примеси равна 1200 м.

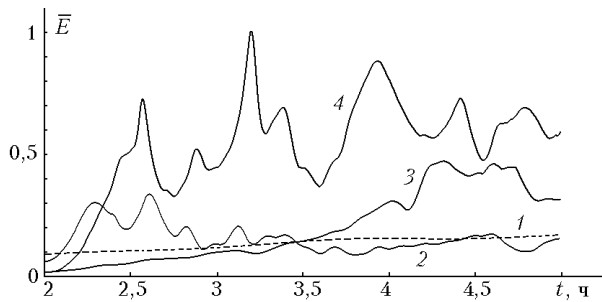


Рис. 1. Временной ход нормированной кинетической энергии в вариантах расчета циркуляции в АПС при пожаре в условиях устойчивой стратификации в сухой (кривая 1) и влажной (кривая 2) атмосфере и при суточном ходе температуры без пожара (кривая 3) и с пожаром (кривая 4)

В эксперименте 2 также задана устойчивая стратификация, но введен учет фазовых переходов влаги. Результаты расчета показывает кривая 2 на рис. 1. В интервале модельного времени 2–3 ч наблюдаются формирование одиночного облака с максимумом водности $0,6\text{ г/кг}$, его отрыв от приземного источника и быстрый подъем к верхней границе области. Этот момент отражает рис. 2, на котором представлено поле изолинии температуры при $t = 2\text{ ч } 20\text{ мин}$ (точечная линия показывает контур облака).

Изолинии проведены с шагом $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, незакрашенные области соответствуют нулевым отклонениям θ . Отметим, что облако имеет собственную инфракрасную структуру и состоит из нескольких мощных теплых ($\theta > 0$) струй с характерными значениями скорости 3–5 м/с. В то же время верхняя часть облака (отмечена знаком «минус» на рис. 2) оказывается холоднее окружающего воздуха за счет процессов адиабатического охлаждения в устойчивой ат-

мосфере. Такое строение кучевых облаков хорошо известно и описано в литературе [10]. Максимальная концентрация примеси в облаке достигает 10% от приземных значений.

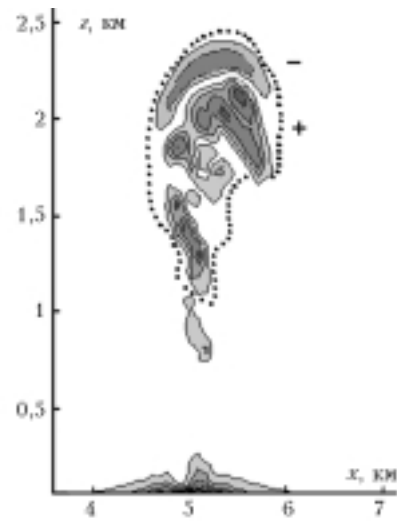


Рис. 2. Поле возмущений температуры при отрыве облака от очага пожара. Точечная линия указывает контуры облака

Приближаясь к уровню $z = H$, облако покидает область. Суммарная энергия системы при этом убывает и кривая 2 на рис. 1 показывает спад величины \bar{E} при $t = 2,5\text{ ч}$. Вслед за этим вновь генерируется серия облаков, мощность которых постепенно убывает, а последнее облако стационарирует над зоной пожара, не поднимаясь выше уровня 1,2 км. Это явление подтверждается наблюдениями — одиночные стационарные облака, слегка смещенные по ветру, часто бывают спутниками лесных пожаров и отчетливо идентифицируются на космических снимках [11]. Таким образом, учет процессов облакообразования позволяет с большей адекватностью воспроизводить структуру АПС в зоне пожара.

Численный эксперимент 3 проведен с целью проверки работоспособности модели при описании суточного хода температуры над горизонтально однородной подстилающей поверхностью. В качестве возмущающего фактора на нижней границе задавались случайные тепловые импульсы амплитудой не более $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

По мере прогрева поверхности в нижних слоях развивается конвективный ансамбль, состоящий из термиков и струй, которые переносят тепло и влагу вверх. На уровне конденсации наблюдается образование кучевых облаков небольшой мощности, количество которых в разное время меняется от двух до шести. Это «облака хорошей погоды» [10] с водностью около $0,5\text{ г/кг}$ и высотой развития 1200 м. Расчетные параметры конвективно-облачного ансамбля и его компонентов лежат в диапазоне реально наблюдаемых значений. Кривая 3 на рис. 1 иллюстрирует динамику кинетической энергии в данном эксперименте.

В заключение проведем расчет циркуляции при пожаре, который возникает при неустойчивой

стратификации АПС, обусловленной суточным циклом. В этом случае получают развитие как конвективный ансамбль на всей территории области, так и локализованная вертикальная струя от пожара. Этот эксперимент иллюстрирует кривая 4 на рис. 1.

Характер процесса существенно отличается от случая пожара в «сухой» атмосфере, рассмотренного в [3]. Конвективная колонка растет без образования зоны растекания, через 80 мин она достигает уровня конденсации, после чего в вершине конвективной струи начинается развитие конвективного облака. Вначале это приводит к образованию локального максимума вертикальной скорости (более 5 м/с) на высотах более 1 км и быстрому увеличению вертикальных размеров конвективной колонки до 3 км. Эту высоту достигает значительное количество примеси (более 1% от максимальной концентрации). Через 2,5 ч после возникновения пожара облако отрывается от конвективной колонки и лишенное притока влаги и тепла за счет конденсации затухает. Находящаяся в исчезнувшем облаке примесь остается в облачном слое, мигрируя далее за счет турбулентной диффузии. Спустя 30 мин в нижней, «сухой» части конвективной колонки скорость струи опять возрастает, порождая новое облако. Таким образом, конвекция над зоной пожара генерирует автоколебательный режим в развитии конвективных облаков с последовательной их генерацией, всплыванием, последующей диссипацией или выходом за пределы области. Согласно рис. 1 (кривая 4) за 5 ч развития процесса полную эволюцию прошли 7 облаков.

Профиль концентрации примеси имеет следующий вид. В непосредственной близости к очагу пожара концентрация максимальна. С высотой она быстро уменьшается. Начиная с высот 1000 м концентрация меняется незначительно, т.е. образует слой перемешивания. Толщина зоны постоянной концентрации со временем растет, достигая максимальной высоты 3 км. Выше 3,5 км примесь не проникает. По мере прохождения облаков через верхние слои значение средней концентрации в облачном слое заметно возрастает, однако вертикальный профиль концентрации теряет регулярный характер — на нем появляются локальные максимумы, вызванные влиянием разных облаков.

Заключение

Представлена численная вихререзающая модель для расчета полей влажности и дымового аэрозоля в зоне обширного лесного пожара. Обнаружен эффект значительного влияния фазовых переходов влаги на перенос концентрации примеси в облачные слои высотой до 3 км. Процессы облакообразования имеют различный характер при

устойчивой и неустойчивой стратификации: в первом случае над пожаром формируется квазистационарное облако небольшой мощности, а во втором — наблюдается выраженная цикличность генерации облаков, связанная с их большей мощностью и плавучестью.

Повышенное содержание влажности, типичное для циклональных условий, создает благоприятные условия для проникновения образовавшегося в зоне пожара аэрозоля в облачный слой. Большое количество этого аэрозоля может заметно повлиять на эволюцию циклонической облачности над зоной пожара. При массовых пожарах такое влияние может охватывать масштабы регионов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 03-05-65279, 03-05-96825.

1. Сухинин А.И. Якутские пожары 2002 г. как прообразы глобальных экологических катастроф // Матер. 5-й Междунар. конф. «Природные пожары: возникновение, распространение, тушение и экологические последствия». Томск: Изд-во Том. ун-та, 2003. С. 181–182.
2. Шлычков В.А., Пушистов П.Ю., Мальбахов В.М. Влияние атмосферной конвекции на вертикальный перенос аридных аэрозолей // Оптика атмосф. и океана. 2001. Т. 14. № 6–7. С. 578–582.
3. Леженин А.А., Мальбахов В.М., Шлычков В.А. Численная модель миграции аэрозоля, образовавшегося в зоне лесных пожаров // Оптика атмосф. и океана. 2003. Т. 16. № 5–6. С. 485–488.
4. Niestadt F.T.M., Mason P.J., Moeng C.-H., Schuman U. Large eddy simulation of the convective boundary layer: a comparison of four computer codes // Selected Paper from the 8-th Symposium on turbulent shear flow. Springer-Verlag, 1991. P. 343–367.
5. Пененко В.В., Алоян А.Е. Модели и методы для задач охраны окружающей среды. Новосибирск: Наука, 1985. 256 с.
6. Гришин А.М. Математическое моделирование лесных пожаров и новые способы борьбы с ними. Новосибирск: Наука, 1992. 404 с.
7. Вельтищев Н.С., Желнин А.А. Численная модель влажной глубокой конвекции // Тр. Гидрометцентра СССР. 1981. Вып. 238. С. 36–48.
8. Moeng C.-H. A Large-Eddy-Simulation model for the Study of Planetary Boundary Layer Turbulence // J. Atmos. Sci. 1984. V. 41. № 13. P. 2052–2062.
9. Rutledge S.A., Hobbs P.V. The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. VIII: A Model for the «Seeder-Feeder» Process in Warm-Frontal Rainbands // J. Atmos. Sci. 1983. V. 40. N 5. P. 1185–1206.
10. Мазин И.П., Шметер С.М. Облака, строение и физика образования. Л.: Гидрометеонздат, 1983. 279 с.
11. Сухинин А.И. Анализ пожаров с помощью средств дистанционного зондирования Земли // Матер. 5-й Междунар. конф. «Природные пожары: возникновение, распространение, тушение и экологические последствия». Томск: Изд-во Том. ун-та, 2003. С. 183–184.

V.A. Shlychkov, V.M. Malbakhov. The calculation of ascent height of smoke aerosol entrained into cloud systems in the forest fire zone.

The numerical model of the atmospheric boundary layer with the possibility of direct description of coherent structures is presented. The model is used for the calculation of local atmospheric circulation in the forest fire zone. The theoretical aspects of smoke plume distribution and cloud formation are investigated. The ascent of smoke particles is estimated in a convection column generated by the heating of the underlying surface in different meteorological situations.