

# ВЛИЯНИЕ МАССОВЫХ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ НА ЦИКЛОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В СИБИРИ

О. А. ДУБРОВСКАЯ

*Институт вычислительных технологий СО РАН,*

*Новосибирск, Россия*

e-mail: olga@ict.nsc.ru

В. М. МАЛЬБАХОВ

*Институт вычислительной математики и*

*математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия*

e-mail: mvm@ommfa01.sscs.ru

В. А. ШЛЫЧКОВ

*Институт водных и экологических проблем СО РАН,*

*Новосибирск, Россия*

e-mail: slav@ad-sbras.nsc.ru

This paper addresses a study of the mechanisms that explain the influence of forests on synoptic processes in the middle troposphere. It has been shown that in the zone of mass forest fires the circulation type of air masses can change from cyclonic to anticyclonic. This was done on the basis of numerical calculations and their comparison with the data of Earth's remote sensing. As the result, there occurs a positive feedback mechanism leading to the intensification of mass fires and increase in their duration in the conditions of Siberian regions.

## Введение

Влияние погоды на лесные пожары не вызывает сомнений: в жаркие и засушливые годы вероятность природных пожаров сильно возрастает. Важнейший показатель пирологического режима — межпожарный интервал сократился на треть в XX веке по сравнению с XIX веком; предполагается взаимосвязь этого феномена с климатическими трендами [1]. Обратное влияние пожаров на погоду и климат менее очевидно. Обзор работ, в которых исследовалось такое влияние, дан в [2]. Воздействие лесных пожаров на атмосферные процессы осуществляется за счет явного и скрытого тепла, выделяемого при горении лесных горючих материалов и конденсации водяного пара. Эти процессы происходят непосредственно над зоной пожара. Существенное влияние на формирование облачности и осадков оказывает дымовой аэрозоль, который покрывает территорию в сотни раз большую, чем

площадь горения. Дымовые частицы служат ядрами конденсации водяного пара, коагуляции и кристаллизации водяных капель [3].

Теоретическое изучение влияния дымового аэрозоля на процессы облако- и осадкообразования проводилось, в частности, в работах [4, 5]. Настоящая работа продолжает эти исследования в аспекте изучения физических механизмов, обуславливающих прямое и обратное влияние пожаров на синоптические процессы в средней тропосфере.

## 1. Математическая постановка задачи

Лесной пожар схематизируем в виде теплового источника в ограниченной области, задав локальный перегрев подстилающей поверхности по отношению к периферийной температуре. В качестве исходных возьмем уравнения негидростатической модели атмосферного пограничного слоя (АПС), основанной на численном решении уравнений глубокой конвекции с учетом процессов облако- и осадкообразования [5–7]:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{\partial \pi}{\partial x} + l(v - v_g) + D_{xy}u + \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial u}{\partial z}; \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{\partial \pi}{\partial y} - l(u - u_g) + D_{xy}v + \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial v}{\partial z}; \quad (2)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{\partial \pi}{\partial z} + g \left( \frac{\vartheta}{\Theta} + 0.61q - q_l \right) + D_{xy}w + \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial w}{\partial z}; \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0; \quad (4)$$

$$\frac{d\vartheta}{dt} + w \frac{\partial \Theta}{\partial z} = D_{xy}\vartheta + \frac{\partial}{\partial z} \hat{K} \frac{\partial \vartheta}{\partial z} + \frac{L_v}{\rho c_p} (\Phi_1 + \Phi_2 + \Phi_4) + \quad (5)$$

$$+ \frac{L_s}{\rho c_p} (\Phi_3 + \Phi_5 + \Phi_6) + \frac{L_f}{\rho c_p} (\Phi_7 + \Phi_{10} + \Phi_{13});$$

$$\frac{dq}{dt} = D_{xy}q + \frac{\partial}{\partial z} \hat{K} \frac{\partial q}{\partial z} - \Phi_1 - \Phi_2 - \Phi_3 - \Phi_4 - \Phi_5 - \Phi_6; \quad (6)$$

$$\frac{dq_c}{dt} = D_{xy}q_c + \frac{\partial}{\partial z} \hat{K} \frac{\partial q_c}{\partial z} + \Phi_1 + \Phi_7 - \Phi_8 - \Phi_9 - \Phi_{10}; \quad (7)$$

$$\frac{dq_i}{dt} = D_{xy}q_i + \frac{\partial}{\partial z} \hat{K} \frac{\partial q_i}{\partial z} + \Phi_1 + \Phi_5 - \Phi_7 + \Phi_{11} - \Phi_{12}; \quad (8)$$

$$\frac{dq_r}{dt} - W_r \frac{\partial q_r}{\partial z} = D_{xy}q_r + \frac{\partial}{\partial z} \hat{K} \frac{\partial q_r}{\partial z} + \Phi_2 + \Phi_8 + \Phi_9 + \Phi_{10} - \Phi_{13}; \quad (9)$$

$$\frac{dq_s}{dt} - W_r \frac{\partial q_s}{\partial z} = D_{xy}q_s + \frac{\partial}{\partial z} \hat{K} \frac{\partial q_s}{\partial z} + \Phi_2 + \Phi_8 + \Phi_9 + \Phi_{10} - \Phi_{13}; \quad (10)$$

$$\frac{dS}{dt} - w_0 \frac{\partial S}{\partial z} = F + D_{xy}S + \frac{\partial}{\partial z} \hat{K} \frac{\partial S}{\partial z}; \quad (11)$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}; \quad D_{xy} = \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_y \frac{\partial}{\partial y}.$$

здесь  $t$  — время;  $u, v, w$  — компоненты вектора скорости вдоль осей  $x, y, z$ ;  $u_g, v_g$  — компоненты вектора скорости геострофического ветра вдоль осей  $x, y$ ;  $\pi$  — аналог давления;  $\vartheta$  —

отклонение потенциальной температуры от ее значения  $\Theta$  в невозмущенной атмосфере;  $q$ ,  $q_c$ ,  $q_i$ ,  $q_r$ ,  $q_s$  — концентрация пара, облачных капель, ледяных кристаллов, дождевых капель и снега соответственно,  $q_l = q_c + q_i + q_r + q_s$ ;  $S$  — концентрация дымового аэрозоля;  $F$  — оператор, учитывающий различные виды взаимодействий аэрозолей друг с другом и с частицами осадков,  $g$  — ускорение свободного падения;  $l$  — параметр Кориолиса;  $L_v$ ,  $L_s$ ,  $L_f$  — скрытая теплота процессов конденсации, сублимации и плавления льда соответственно;  $c_p$  — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении;  $K$  — коэффициент вертикального турбулентного обмена подсеточного масштаба ( $u$ ,  $v$ );  $\hat{K}$  — коэффициент вертикального турбулентного обмена для  $\vartheta$ ,  $q$ ,  $q_c$ ,  $q_i$ ,  $q_r$ ,  $q_s$ ;  $K_x$ ,  $K_y$  — горизонтальные коэффициенты турбулентного обмена, рассчитанные по методике Смагоринского;  $\Phi_i$  ( $i = 1, \dots, 13$ ) — скорости фазовых превращений [8];  $W_r$ ,  $W_s$ ,  $w_0$  — скорости гравитационного оседания дождя, снега и аэрозоля. Построение параметризационных формул для скоростей фазовых превращений проводится на основе представлений Кесслера, обобщенных за счет учета ледяной фазы в [7].

Краевые условия для уравнений (1)–(11) с учетом параметризации тепло- и влагообмена в приземном слое атмосферы имеют вид

$$\hat{K} \frac{\partial q}{\partial z} = C_\Theta |\vec{U}| (q - q_0), \quad \hat{K} \frac{\partial \vartheta}{\partial z} = C_\Theta |\vec{U}| (\Theta - \Theta_0),$$

$$K \frac{\partial u}{\partial z} = C_u |\vec{U}| u, \quad K \frac{\partial v}{\partial z} = C_u |\vec{U}| v, \quad (12)$$

$$w = 0, \quad \frac{\partial q_c}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial q_i}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial q_r}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial q_s}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad \text{при } z = h.$$

Здесь  $h$  — верхняя граница слоя постоянных потоков;  $|\vec{U}|$  — модуль горизонтальной скорости;  $C_u$ ,  $C_\Theta$  — коэффициенты сопротивления и теплообмена, рассчитываемые на основе модели приземного слоя;  $q_0$ ,  $\Theta_0$  — значения  $q$ ,  $\Theta$  на уровне шероховатости.

Процессы горения и эмиссии аэрозолей учтем через краевые условия:

$$\text{при } x, y \in R, z = h \quad S = S_0, \quad \vartheta = T;$$

$$\text{при } x, y \notin R, z = h \quad S = 0, \quad \vartheta = 0,$$

где  $T$  — превышение температуры за счет горения;  $R(x, y)$  — область на подстилающей поверхности, ограниченная кромкой пожара, где происходит эмиссия тепла, пара и аэрозоля. Будем считать  $T$  и  $S_0$  заданными величинами.

На верхней границе расчетной области ( $z = H$ ) задаются следующие краевые условия:  $q = q_H$ ,  $q_c = 0$ ,  $q_i = 0$ ,  $q_r = 0$ ,  $q_s = 0$ ,  $S = 0$ ,  $u = u_g$ ,  $v = v_g$ ,  $w = 0$ ,  $\frac{\partial \Theta}{\partial z} = \gamma$ , где  $q_H$  — заданное распределение удельной влажности на верхней границе АПС;  $\gamma$  — задает устойчивую стратификацию в тропосфере. На боковых границах расчетной области примем условия равенства нулю нормальных производных от искомым функций.

В качестве начальных условий зададим распределения температуры, влажности, а также условия отсутствия облачности и осадков:  $\vartheta = 0$ ,  $q = Q(z)$ ,  $q_c = 0$ ,  $q_i = 0$ ,  $q_r = 0$ ,  $q_s = 0$ ,  $u = 0$ ,  $v = 0$ ,  $w = 0$  при  $t = 0$ . Способ задания вертикальных распределений тепла и влаги приведен в [4].

## 2. Численный эксперимент по определению влияния влажности на высоту подъема аэрозольного облака

Анализ данных спутникового зондирования показывает, что развитие облачных систем над территорией пожаров происходит по-разному, в зависимости от метеорологических условий.

На рис. 1 представлена совокупность одиночных кучевых облаков, “привязанных” к очагам возгорания. Мощные потоки тепла и пара, генерируемые в зоне горения, на высотах образуют пересыщенную смесь, а наличие ядер конденсации обуславливает формирование кучевых облаков. Очаги пожаров на рис. 1 можно идентифицировать по дымовым шлейфам, а облака выглядят как небольшие светлые пятна вблизи зон горения. Видно, что некоторые пожары сопровождаются образованием облаков, локализованных над тепловыми источниками. Для воспроизведения наблюдаемой картины облаков использовалась численная модель АПС, сформулированная выше. Влияние метеорологических условий изучалось с помощью задания разных значений начального поля влажности.

В первом эксперименте моделировалось формирование конвективной ячейки над зоной

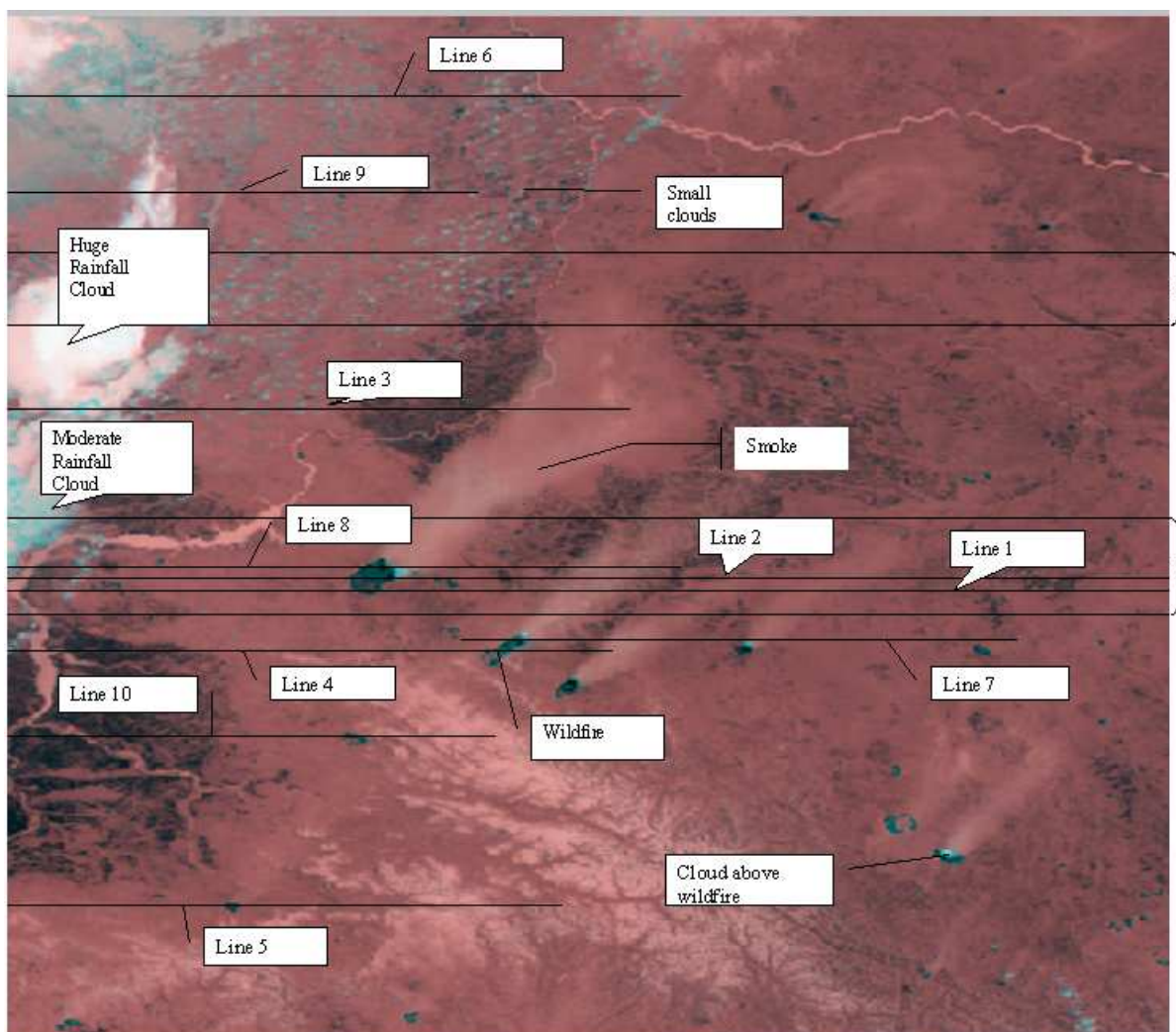


Рис. 1. Образование облачности над зоной пожаров.

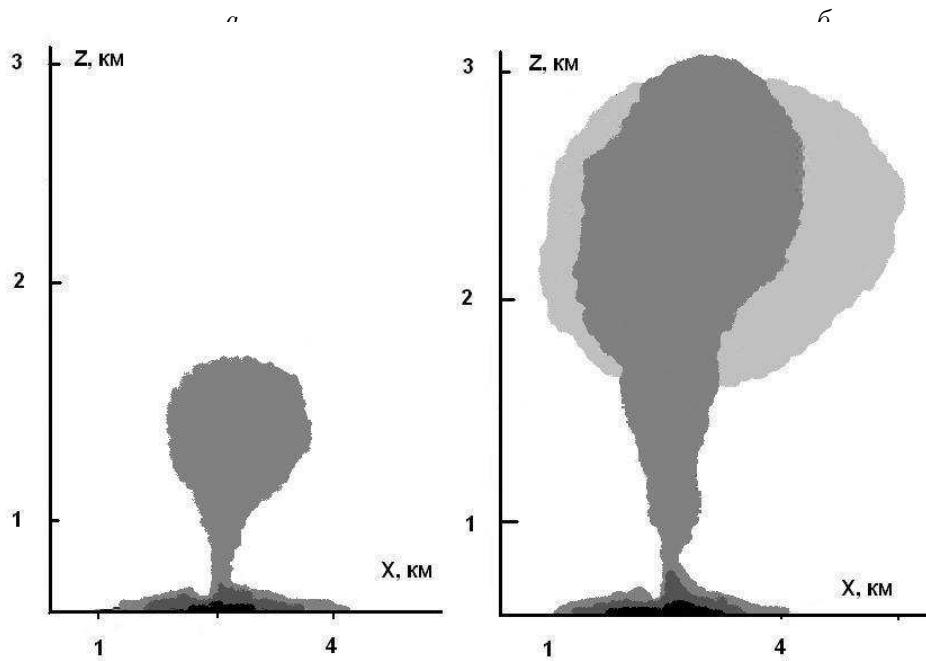


Рис. 2. Область распространения дымового аэрозоля при образовании облаков в условиях устойчивой стратификации: *а* — при  $f = 30\%$ ; *б* — при  $f = 90\%$ .

пожара при относительной влажности невозмущенной атмосферы  $f = 30\%$ . Во втором эксперименте относительная влажность задавалась равной  $90\%$ . Прочие условия были одинаковыми в обоих экспериментах, в частности, полагалось  $u_g = v_g = 0$ . Область горения  $R$  представлялась как круг радиуса  $1$  км, в котором задавалось  $S_0 = 1$ ,  $T_{=70}$  °С. Расчетная сетка бралась равномерной по горизонтали и имела  $128 \times 128$  узлов с  $\Delta x = \Delta y = 77$  м. По вертикали сетка содержала  $100$  уровней, а верхняя граница области задавалась на высоте  $5$  км.

Результаты расчетов представлены на рис. 2. Темным цветом показана зона распространения примеси через  $2$  ч развития процесса. В случае “сухой” атмосферы аэрозольное облако достигает высоты  $1700$  м и не выходит за пределы экмановского пограничного слоя (рис. 2, *а*). На рис. 2, *б* светлой заливкой изображено облако (область, внутри которой  $q_c > 0$ ). В атмосфере с высокой влажностью ( $f = 90\%$ ) образуется конвективное облако, а конвективная колонка вместе с аэрозольным облаком увеличивается на  $1100$  м (рис. 2, *б*).

Результаты численного моделирования подтверждаются данными наблюдений, которые показывают, что в антициклональных условиях ( $f=30\%$ ) образуется перемешанный слой и при пожарах дымовой аэрозоль не выходит за верхнюю границу этого слоя. Пожар в условиях, когда влажность относительно велика (в нашем случае  $f=90\%$ ), приводит к образованию конвективных облаков над зоной пожара, и они достигают высоты  $2-3$  км.

Сопоставительный анализ двух экспериментов показывает, что при достаточно высокой фоновой влажности роль пожара проявляется главным образом в формировании конвективной струи с мощными вертикальными токами, которые обуславливают транспорт влажного воздуха выше уровня конденсации и стимулируют образование облачной воды.

### 3. Влияние массовых лесных пожаров на процессы облако- и осадкообразования

Массовые лесные пожары охватывают территорию порядка  $10^4 \dots 10^5$  км<sup>2</sup>, а площадь, покрываемая дымовыми шлейфами, оценивается как  $10^6 \dots 10^8$  км<sup>2</sup> [9]. Применение мезомасштабной модели (1)–(11) на территориях таких размеров неправомерно, поэтому далее ограничимся анализом взаимодействия погодных процессов и пожаров на качественном уровне, опираясь на материалы космических снимков [2, 9] и натурных данных.

Летом для антициклональных условий типичен хорошо развитый слой перемешивания в дневное время. В случае возникновения лесных пожаров аэрозоль в дымовом шлейфе равномерно распределяется по всей высоте этого слоя, что показывает рис. 3, *a*.

При развитой конвективной облачности над зоной пожара, слой перемешивания не образуется. Если дымовой аэрозоль попадает в облачный слой, то создаются условия для проникновения примеси вплоть до тропопаузы (рис. 3, *б*). Такая ситуация часто реализуется при массовых лесных пожарах.

Влияние дымового аэрозоля на процессы осадкообразования изучалось в работе [10]. Моделировалось дождевое изолированное конвективное облако с верхней границей, расположенной выше изотермы  $-12$  °С. Рассматривались два случая:

- облако не содержало дымового аэрозоля;
- дымовой аэрозоль достигал верхней границы облака.

Численные расчеты показали, что увеличение концентрации дымового аэрозоля в вершине облака приводило к уменьшению общего количества выпавших осадков. Физическое объяснение этого феномена заключается в следующем.

Если вершина дождевого облака расположена выше уровня изотермы  $-12$  °С, то она состоит из водяного пара, водяных капель, ледяных кристаллов, снега и ледяной крупы [11, 12]. Попадание достаточного количества дымового аэрозоля в верхние слои стимули-

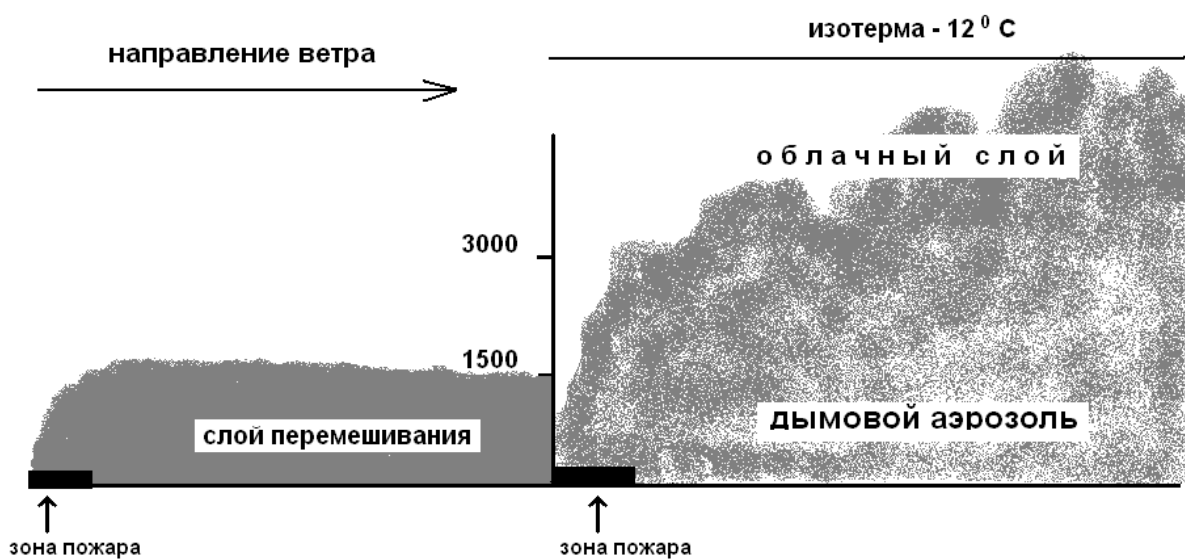


Рис. 3. Схема пространственного распределения дымового аэрозоля для различных синоптических условий: *a* — антициклональных; *б* — циклонических.

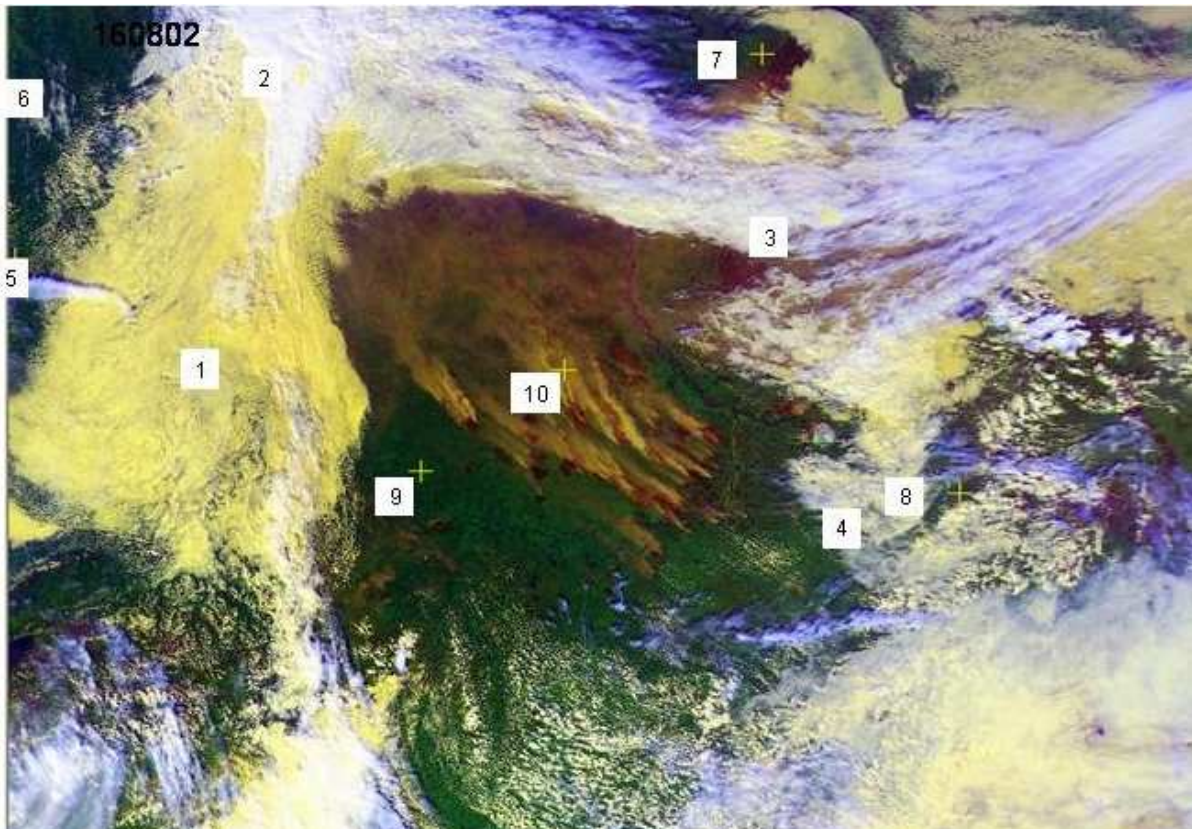


Рис. 4. Якутские пожары 2002 г.

рует быструю кристаллизацию водяных капель. Облака с “ледяной вершиной” дают более слабые осадки, чем те облака, вершины которых состоят из смеси ледяных кристаллов, снега и дождевых капель [11, 12].

Действительно, данные наблюдений показывают, что в средних широтах в летний период основная масса осадков приходится на ливневые облака с вертикальными размерами от 5 до 10 км. Верхняя часть таких облаков оказывается сильно переохлажденной. Самолетные наблюдения и экспериментальные данные [11, 12] указывают на то, что ледяные кристаллы обнаруживаются на высотах, где температура воздуха ниже  $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Эти кристаллы образуются из пара и водяных капелек при наличии достаточного количества твердых частиц аэрозоля радиусом больше  $1.0\text{ }\mu\text{м}$  [11, 12], которые служат ядрами кристаллизации. В итоге это приводит к замедлению процессов осадкообразования [10].

Данные лабораторных экспериментов, проведенных в термобарокамере [13, 14], показывают, что достаточно около 100 частиц крупнодисперсного аэрозоля на  $1\text{ м}^3$  воздуха, для того чтобы обеспечить кристаллизацию большей части капельной фракции при температуре воздуха менее  $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ . При массовых лесных пожарах выделяется огромное количество аэрозоля, незначительной части которого достаточно для того, чтобы повлиять на процессы осадкообразования на большой территории.

## 4. Влияние массовых пожаров на циклональную циркуляцию

На рис. 4 представлен снимок космического зондирования, относящегося к массовым лесным пожарам в Якутии в 2002 году.

На снимке видно, что непосредственно над зоной пожаров облачность отсутствует. Это косвенно подтверждает, что крупнодисперсный аэрозоль подавляет процессы облако- и осадкообразования. Кроме того, под влиянием инсоляции и тепла, выделяемого при пиролизе, происходит перестройка циркуляций воздушных масс над зоной пожара и в ее окрестностях. На рис. 4 видно, как циклон огибает территорию пожаров. Анализ большого количества спутниковых снимков массовых лесных пожаров показывает, что данная ситуация весьма характерна для циклонических условий.

Предложим гипотезу для объяснения данной ситуации. Под влиянием крупнодисперсного дымового аэрозоля мощность облаков на обширных территориях уменьшается, а процессы осадкообразования выше изотермы  $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$  прекращаются. В результате часть тропосферы, расположенная над этой изотермой, охлаждается и температура ее становится ниже, чем у окружающего облачного пространства, где воздействие аэрозоля отсутствовало. Холодные тяжелые массы воздуха опускаются, подавляя конвекцию в нижних слоях. Вследствие этого интенсивность процессов осадкообразования уменьшается, что приводит к дальнейшему охлаждению облачного слоя и усилению нисходящего потока. Этот процесс продолжается до тех пор, пока облачный слой над зоной задымления не исчезнет.

В условиях ясной погоды возникает перемешанный слой. Все тепло и дымовой аэрозоль, выделяемые при пожарах, теперь не проникают выше этого слоя. Если этот процесс происходит на больших территориях, то возникает циркуляция, при которой холодный воздух опускается в верхней и нижней частях тропосферы и растекается в перемешанном слое. Под действием силы Кориолиса возникает типичная антициклональная циркуляция, при которой ветер в этой области меняет свое направление, что подтверждается анализом снимков космического зондирования над зоной наиболее мощных массовых пожаров. Ледяные частицы, образовавшиеся в результате кристаллизации в большом количестве облаков, формируют перистые ледяные облака, которые расположены с подветренной стороны от лесных пожаров (рис. 4).

Заметим, что похожий механизм реализуется при искусственных воздействиях на дождевые и градовые облака. Различие заключается в том, что роль фактора кристаллизации играет не крупнодисперсный аэрозоль, а специальный реагент.

## Заключение

Таким образом, активный вертикальный теплоперенос, генерируемый в зоне массовых лесных пожаров, может заметно повлиять на атмосферную циркуляцию зонального (синоптического) масштаба. При этом активную роль играют частицы дымового аэрозоля, выбрасываемого в зоне горения, которые способствуют кристаллизации облачной воды и блокируют процессы осадкообразования. Возникающие нисходящие токи на больших территориях подавляют конвективный обмен и могут привести к смене типа тропосферной циркуляции. В результате возникает механизм положительной обратной связи, приводящий к увеличению длительности массовых пожаров в условиях Сибирских регионов.



## Список литературы

- [1] ХАРУК В.И., ДВИНСКАЯ М.Л., РЭНСОН К.ДЖ., ИМ С.Т. Проникновение вечнозеленых хвойных деревьев в зону доминирования лиственницы и климатические тренды // Экология. 2005. № 3. С. 186–192.
- [2] SOJA A.J., COFER W.R., SHUGART H.H. ET AL. Estimating fire emissions and disparities in boreal Siberia (1998 through 2002) // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. D14S06, doi:10.1029/2004JD004570.
- [3] RAMANATHAN V., CRUTZEN P.J., KIEHL J.T., ROSENFELD D. Aerosols, climate, and the hydrological cycle // Science. 2001. Vol. 294(5549), N 8.
- [4] МАЛЬБАХОВ В.М., ШЛЫЧКОВ В.А. Расчет высоты подъема дымового аэрозоля, вовлекаемого в облачные системы в зоне лесного пожара // Оптика атмосферы и океана. 2004. Т. 17, № 5–6. Тематический выпуск “Аэрозоли Сибири”. С. 453–456.
- [5] ШЛЫЧКОВ В.А., ПУШИСТОВ П.Ю., МАЛЬБАХОВ В.М. Влияние атмосферной конвекции на вертикальный перенос аридных аэрозолей // Оптика атмосферы и океана. 2001. Т. 14, № 6–7. С. 578–582.
- [6] ЛЕЖЕНИН А.А., МАЛЬБАХОВ В.М., ШЛЫЧКОВ В.А. Численная модель миграции аэрозоля, образовавшегося в зоне лесных пожаров // Оптика атмосферы и океана. 2003. Т. 16, № 5–6. С. 485–488.
- [7] 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. Vol. 40, N 5. P. 1185–1206.
- [8] МАЛЬБАХОВ В.М., ШЛЫЧКОВ В.А., ЛЕЖЕНИН А.А., ДУБРОВСКАЯ О.А. Численная модель распространения дымового шлейфа при лесных пожарах с параметрическим учетом процессов горения // География и природные ресурсы. Спец. выпуск. Новосибирск, 2004. С. 170–174.
- [9] 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 ТГУ, 2003. С. 181–182.
- [10] ДУБРОВСКАЯ О.А., КОЗЛОВ В.С., МАЛЬБАХОВ В.М. Оценка влияния крупных дымовых частиц на процессы осадкообразования // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18, № 5–6. С. 430–434.
- [11] МЕЙСОН Б.ДЖ. Физика облаков. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 541 с.
- [12] СУЛАКВЕЛИДЗЕ Г.К. Ливневые осадки и град. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 412 с.
- [13] КОЗЛОВ В.С., ПАНЧЕНКО М.В. Исследование оптических свойств и дисперсного состава древесных дымовых аэрозолей // Физика горения и взрыва. 1996. Т. 32, № 5. С. 122–133.
- [14] РАХИМОВ Р.П., МАКИЕНКО Э.В., ПАНЧЕНКО М.В. и др. Изменение микроструктуры древесных дымов в малогабаритной аэрозольной камере под воздействием различных факторов // Оптика атмосферы и океана. 2003. № 4. С. 337–346.

*Поступила в редакцию 17 января 2007 г.*