

## СВЯЗЬ ЭНТРОПИИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ ОБЛАЧНОСТИ И ОСАДКОВ

© Т. А. Белый<sup>1</sup>, А. М. Пирнач<sup>2</sup>, 2010

<sup>1</sup>Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

<sup>2</sup>Украинский научно-исследовательский гидрометеорологический институт,  
Киев, Украина

Поступила 30 июня 2010 г.

*Представлено членом редколлегии В. Н. Шуманом*

Стаття присвячена питанню про знаходження позитивних джерел ентропії, пов'язаних з мезомасштабними процесами в атмосфері, шляхом чисельного моделювання хмарної атмосфери. Як початкова використовується тривимірна прогностична модель для моделювання фронтальної хмарності, розроблена в УкрНІДГМІ. Проведено чисельні експерименти, метою яких було знаходження розподілу в часі і просторі ентропії, а також її виробництва. Спільне моделювання хмарності і ентропії показало, що ці фізичні об'єкти в процесі розвитку добре узгоджуються між собою, а вогнища зниженої ентропії з великою вірогідністю можуть бути добрим предиктором для визначення вогнищ сильних опадів.

The paper is dedicated to the problem of finding positive sources of entropy, related to meso-scale processes into atmosphere with the help of numerical simulation of cloudy atmosphere. Three-dimensional prognostic model, worked out in UkrNIGMI is used as initial one for simulation of frontal cloudiness. Numerical experiments have been conducted, aimed at finding of entropy temporal and spatial distribution as well as its production. Joint simulation of cloudiness and entropy demonstrated that these physical objects are in good agreement during the process of their development and the centers of decreased entropy can be probable good predictors for determining of centers of strong precipitations.

**Введение.** Энтропия (от греч. entropía — поворот, превращение) — понятие, впервые введенное в термодинамике для определения меры необратимого рассеяния энергии. Оно было введено Р. Клаузиусом (1865), который показал, что процесс превращения теплоты в работу следует согласно общей физической закономерности — второму началу термодинамики. Этому вопросу посвящено множество работ, среди которых работы таких выдающихся ученых, как Л. Больцман, Дж. Гиббс, Л. Онзагер и др.

С термодинамической точки зрения атмосфера является тепловой машиной, превращающей тепло в механическую энергию. Последняя в результате турбулентной и вязкой диссипации, а также других необратимых процессов, снова превращается в тепло. В среднем по времени сохраняется баланс, отрицательный и положительный, источники энтропии компенсируются и Землю можно рассматривать как открытую устойчивую систему.

В последнее время зарубежные авторы большое внимание уделяют детальному

расчету бюджета энтропии при локальном радиационно-конвективном равновесии с использованием реалистичных моделей облачности. Так, например, в работах [Pauluis, Held., 2002а,б; Roms, 2008] показано, что дифференциальный нагрев атмосферы, происходящий в результате конвергенции турбулентных потоков тепла в нижних слоях и при радиационном выхолаживании тропосферы в верхних слоях, приводит к уменьшению энтропии. Этот процесс уравнивается производством энтропии благодаря таким необратимым процессам, как вязкая диссипация, диффузия тепла, водяного пара, а также необратимыми фазовыми переходами воды в атмосфере.

Если отрицательный источник энтропии можно достаточно надежно определить с помощью современных моделей циркуляции атмосферы (например [Белый, 2006; 2007], где устойчивость атмосферных движений и циркуляция атмосферы исследуются совместно с полной энергией энтропии и предлагается математическая форма соотношений между энтропией и движением), то

положительные источники недостаточно достоверны, поскольку в моделях общей циркуляции атмосферы мелкомасштабные процессы, связанные с диссипацией, параметризуются, а не описываются явно.

Настоящая статья посвящена нахождению положительных источников энтропии, связанных с мезомасштабными процессами в атмосфере, а именно с облачностью. Поэтому мы ограничимся рассмотрением энтропии, связанной с адиабатическими и псевдоадиабатическими процессами.

**Постановка задачи.** Для численного моделирования были использованы диагностические и прогностические модели с учетом орографии, теоретические основы которых были заложены в работах [Pirnach, 1998; Пирнач, 2007; 2008; Белый, Пирнач, 2009; Белый и др., 2009;].

Для учета орографии использована Z-сигма система координат ( $\xi, \eta, \zeta$ ) [Пирнач, 2008], которая позволила учесть форму рельефа и хранить постоянной высоту плоскости, ограничивающую сверху область интегрирования. В диагностических моделях учет орографии осуществлялся следующим образом: сначала строились поля метеорологических элементов в декартовой системе координат без учета орографии, как в работе [Белокобыльский и др., 2004; Пирнач, 2008]. Затем путем интерполяции проводилось перераспределение значений неизвестных величин в точки сетки Z-сигма системы координат.

Для моделирования эволюции мезомасштабных облачных образований во времени и пространстве была использована система интегриродифференциальных уравнений, которые описывают динамику и термодинамику атмосферы, а также распределение облачных частиц по размерам. Система уравнений включала уравнения движения воздуха, неразрывности, уравнения для температуры и влажности, кинетические уравнения для функций распределения облачных частиц и частиц осадков по размерам [Белокобыльский и др., 2004; Пирнач, 2008]. Облачная микрофизика формировалась путем нуклеации пара на ядрах конденсации и льдообразования с последующим ростом (испарением) частиц путем конденсации. Включались также процессы замерзания капель, обзёрнения кристаллов, коагуляции крупных капель с мелкими и т. д. По полученным из системы уравнений характеристикам с помощью соотношений,

заимствованных из работы [Хргиан, 1969], вычислялись значения энтропии с ее производной в заданные моменты времени.

Система решалась методом расщепления на отдельные подсистемы [Пирнач, 2008]. Первоначальная система уравнений была разбита на несколько подсистем, которые отображали отдельные физические процессы. Численная схема, которая применялась для интегрирования уравнений в частных производных, состояла из цепочки конечно-разностных схем, для каждой из которых разрабатывался свой метод решения.

Поскольку конвективные образования, которые давали сильные осадки, были достаточно мощными и часто проникали в тропопазу и выше, то область интегрирования была продлена к высоте 15 км. Это создало дополнительные проблемы при вычислении процессов в районе тропопазы. Для их решения был разработан алгоритм, в котором область интегрирования по высоте разбивалась на отдельные слои с разными граничными условиями. Критерии, по которым выбирались границы слоя, определялись по месту его положения либо по величине вертикальной проекции скорости. Граничные условия в слое задавались разными способами. На нижней и верхней границах общей области проекция скорости вертикальных движений равнялась нулю. На границах тропопазы в большинстве расчетов  $w=0$  ( $w$  — вертикальная составляющая скорости ветра в Z-сигма системе координат).

Поскольку схемы вычисления вертикальных движений, описанные в работе [Пирнач, 2008], меняются в зависимости от поставленных задач, опишем кратко алгоритм их вычисления при решении данной задачи, а именно: на разных этапах решения общей системы использовались различные комбинации уравнения для вертикальной скорости и уравнения неразрывности. На этапе вычисления процессов уравнение для вертикальных движений переноса воздушных масс имело вид

$$\frac{dw}{dt} = \Delta w. \quad (1)$$

В этом случае турбулентные вертикальные движения определялись горизонтальной и вертикальной адвекциями, которые рассчитывались на первом этапе общей вычислительной схемы ( $t$  — время,  $\Delta w$  — лапласиан от составляющей, которая описывает турбулентность).

Следующим этапом в вычислении вертикальных движений был этап, где вертикальные движения рассчитывались с помощью уравнения неразрывности. Как и в работе [Пирнач, 2008], использовалось уравнение

$$\frac{\partial \rho^j u^j}{\partial x} + \frac{\partial \rho^j v^j}{\partial y} + \frac{\partial \rho^j w^{j+1}}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

в виде

$$\left( \frac{\partial u^j}{\partial x} + \frac{\partial v^j}{\partial y} + \frac{\partial w^{j+1}}{\partial z} \right) \rho^j + u^j \frac{\partial \rho^j}{\partial x} + v^j \frac{\partial \rho^j}{\partial y} + w^{j+1} \frac{\partial \rho^j}{\partial z} = 0. \quad (3)$$

Продифференцировав уравнение (3) по высоте, получим

$$\frac{\partial^2 w^{j+1}}{\partial z^2} + \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{\partial w^{j+1}}{\partial z} + w^{j+1} \frac{\partial^2 \rho^j}{\partial z^2} = \frac{\partial F}{\partial z}, \quad (4)$$

$$F = - \left( \frac{\partial u^j}{\partial x} + \frac{\partial v^j}{\partial y} \right) \rho^j - \left( u^j \frac{\partial \rho^j}{\partial x} + v^j \frac{\partial \rho^j}{\partial y} \right). \quad (5)$$

Выражения (4)—(5) использовались до тропопаузы. Выше тропопаузы уравнение неразрывности в упрощенном виде было представлено в приближении несжимаемости воздуха:

$$\left( \frac{\partial u^j}{\partial x} + \frac{\partial v^j}{\partial y} + \frac{\partial w^{j+1}}{\partial z} \right)_z = 0, \quad (6)$$

где  $j$  и  $j+1$  — значения неизвестных величин, полученных на предыдущем этапе расщепления и на заданном этапе соответственно;  $x, y, z$  — оси, направленные к востоку, на север и перпендикулярно к земной поверхности соответственно;  $u, v$  — проекции скорости ветра на оси  $x$  и  $y$  соответственно.

Уравнения (4)—(6) решались методом прогонки с использованием конечных разностей, направленных по течению. Шаг по высоте соответствовал 200 м, высота верхней границы — 15 км. В горизонтальных координатах применялись сжатые (вложенные) и растянутые (внешние) сетки. Шаг сетки варьировал в зависимости от задач, которые ставились перед исследованиями.

Система уравнений, отвечающая за микрофизические процессы в облаках, задавалась следующим образом:

$$\frac{df_1}{dt} = - \frac{\partial}{\partial r} (\dot{r}_1 f_1) + \frac{v_1}{G_0} \frac{\partial f_1}{\partial z} + I_a - I_{f1} - (c_{21} + c_{31}) f_1 + \Delta f_1,$$

$$\frac{df_2}{dt} = - \frac{\partial}{\partial r} (\dot{r}_2 f_2) + \frac{v_2}{G_0} \frac{\partial f_2}{\partial z} - I_{f2} - \frac{\partial}{\partial r} (\dot{r}_{c_{21}} f_2) + \Delta f_2, \quad (7)$$

$$\frac{df_3}{dt} = - \frac{\partial}{\partial r} (\dot{r}_3 f_3) + \frac{v_3}{G_0} \frac{\partial f_3}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial r} (\dot{r}_{c_{31}} f_3) + I_s + I_{f1} + I_{f2} + \Delta f_2,$$

где  $t$  — время;  $f_i$  — функция распределения облачных капель по размерам; ( $i=1$ ) — мелкие капли, ( $i=2$ ) — дождевые капли и ( $i=3$ ) — кристаллы;  $r$  — радиус частицы;  $\dot{r}_i$  — скорость роста отдельной частицы путем конденсации;  $\dot{r}_{i_k}$  — скорости роста отдельной частицы путем присоединения (коагуляции) облачных частиц частицами осадков ( $i=2, 3; k=1$ );  $c_{nl}$  — количество облачных частиц, захваченных частицами осадков ( $n=2, 3$ );  $v_i$  — скорость падения частицы;  $I_a, I_s, I_{fi}$  — скорости образования капель на ядрах конденсации, кристаллов на ядрах льдообразования и замерзания капель соответственно [Pirnach, 1998; Пирнач, 2008]. Операторы  $df_i/dt$  и  $\Delta f_i$  описывают процессы линейного и турбулентного переносов соответственно;  $G_0$  — орографический множитель перехода от прямоугольной вертикальной координаты к орографической [Пирнач, 2004].

Удельную энтропию сухого воздуха, рассматриваемого как идеальный газ, запишем в следующем виде [Хргиан, 1969]:

$$S = C_p \ln \frac{T_1}{T_0} - AR \ln \frac{P_1}{P_0}, \quad (8)$$

где  $T_0, p_0$  — начальные значения температуры и давления, от которых ведется отсчет энтропии,  $C_p$  — теплоемкость воздуха при постоянном давлении,  $A$  — термический (тепловой) эквивалент работы.

В виду того, что потенциальная температура воздуха (пропорциональная его энтропии) и отношение смеси (удельная влажность) при адиабатических процессах являются консервативными свойствами воздушной массы, запишем уравнение энтропии с учетом адиабатических процессов в виде

$$S = C_p \ln \theta + \text{const}, \quad (9)$$

где  $\theta$  — потенциальная температура.

Производство энтропии вычислим с помощью соотношений

$$\frac{dS}{dt} = \frac{d\theta}{dt} \frac{C_p}{\theta}, \quad (10)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial\theta}{\partial t} + u \frac{\partial\theta}{\partial x} + v \frac{\partial\theta}{\partial y} + w \frac{\partial\theta}{\partial z}.$$

Псевдоадиабатические процессы рассчитывались путем замены в расчетных формулах потенциальной температуры на псевдопотенциальную (выражение для потенциальной и псевдопотенциальной температур взято из работы [Матвеев, 1976]):

$$\theta = T_i \left( \frac{1000}{p} \right)^{\frac{\kappa-1}{\kappa}},$$

$$\theta_p = T_p \left( \frac{1000}{p} \right)^{\frac{\kappa-1}{\kappa}}, \quad T_p = T + 2,50s,$$

где  $p$  — атмосферное давление,  $s$  — влажность, г/кг.

**Анализ синоптической ситуации 26 июля 2008 г.** Остановимся кратко на синоптических процессах, наблюдавшихся 26 июля 2008 г. и обусловивших катастрофические осадки, которые вызвали значительные наводнения в Западной Украине. Весь период ливневых осадков с 21 по 27 июля 2008 г. детально рассмотрен в работах [Белый, Пирнач, 2009; Белый и др., 2009; Пирнач, 2009].

Как видно из рис. 1, а, (см. вклейку на с. 165) над центральной и западной частью Украины находился фронт окклюзии, который протянулся от Черного до Средиземного моря, пересекая перпендикулярно Карпаты. Такое расположение фронта создавало хорошие условия для столкновения различных воздушных масс. Наиболее сильная осадкообразующая активность наблюдалась тогда, когда несколько течений сливались в одно. Это способствовало интенсивному образованию вихрей и мощных конвективных облаков, что резко увеличивало вероятность выпадения сильных осадков.

Анализ спутникового снимка (рис. 1, б) выявил ярко выраженный облачный вихрь, занимающий центральную и юго-западную часть Украины. Центр облачного вихря рас-

полагался над Ивано-Франковской областью.

На рис. 2 (см. вклейку на с. 165) представлено начальное состояние атмосферы во вложенной сетке, рассчитанное с помощью диагностической модели [Белый и др. 2009], с шагами сетки по горизонтали, равными  $s_x=s_y=5$  км, и по вертикали  $z=200$  м.

Как видно на рис. 2, по распределению температуры теплый фронт над Карпатскими горами, вытянувшись по перпендикуляру к хребту, разделит исследуемую зону на две части. С юго-запада и северо-востока происходил заток теплого воздуха, а с юго-востока — холодного воздуха. Такое поведение воздушных масс отразилось на распределении всех приведенных характеристик. Особенно это заметно на распределении вертикальных движений и производстве энтропии. На рисунке явно выражены полосы, соответствующие восточному и юго-западному вторжениям воздушных масс. Отдельные замкнутые ячейки пониженной энтропии и циклонических вихрей могут рассматриваться как предшественники кучевой облачности. Характерно наличие мелких вихрей циклонического и антициклонического вращений, которые иногда организовывались в полосы соответствующего характера.

Начальное состояние энтропии характеризуется максимальными ее значениями в холодной массе фронта, очевидно характеризуя ее более устойчивое состояние.

Начальное состояние производной энтропии по времени хорошо согласуется с температурой и также подчеркивает разделение исследуемой области по физическим характеристикам. Ее положительные значения соответствуют укреплению устойчивого состояния системы, а отрицательные — неустойчивого. Как видно на рис. 2, теплая масса фронта стремится к устойчивому состоянию, а холодная раздроблена на отдельные довольно активные неустойчивые очаги. Если учесть, что производство энтропии отображает изменение энтропии со временем и характеризует состояние системы на следующем временном шаге (т.е. по производству энтропии можно предопределять поведение системы на следующем временном шаге), то наиболее активные процессы ожидаются в холодной массе воздуха.

**Связь энтропии с эволюцией облачности и осадков.** Эволюция облачной атмо-

сферы моделировалась с помощью системы названных выше интегродифференциальных уравнений и различного вида соотношений, характеризующих распределение энтропии во взаимосвязи с облачностью и осадками.

На рис. 3 (см. вклейку на с. 166) представлена эволюция энтропии с учетом адиабатических и псевдоадиабатических (с учетом влажности) процессов. Здесь можно заметить, что энтропия, связанная с псевдоадиабатическими процессами, отличается от энтропии сухого воздуха как по величине, так и по распределению. Такое различие связано с тем, что учет влажности позволил выделить в системе области наиболее способствующие влажной конвекции, т.е. развитию облачности. Как показали дальнейшие расчеты, адиабатическая энтропия хорошо согласуется с очагами осадков, а псевдоадиабатическая — с облачностью.

На рис. 4 (см. вклейку на с. 166) представлены вертикальные разрезы облачности при  $y=25$  и  $30$  км. Разрезы атмосферы выявили две области, соответствующие мощным конвективным облакам, которые пробивали тропопаузу. Энтропия сигнализировала об этой облачности резкими изгибами изолиний в ее распределении для сухого воздуха и замкнутыми областями или резкими изгибами для влажного воздуха.

Облака были смешанными, с кристаллическими вершинами, концентрация кристаллов в них достигала  $10^6$ /г. Засеявая нижние, богатые влагой слои, эти кристаллы были мощным средством для производства сильных и катастрофических осадков. Судя по водности и пересыщению по отношению ко льду, наличие свободной для сублимации и конденсации влаги имело место практически во всей области. Но поскольку нулевая изотерма находилась высоко, а пересыщение по отношению ко льду было отрицательным до высоты 2—3 км, то до земли могли долететь только частицы достаточно больших размеров. Как видно из рисунка, очаги сильных осадков достигали земли только в отдельных узких ячейках, куда долетали растаявшие ледяные частицы.

Следует отметить, что ниже нулевой изотермы находится капельная фаза, которая образуется после таяния льда. Выше изотермы  $-40^\circ\text{C}$  все частицы превращаются в ледяную фракцию. Изотермы представлены на рис. 4, а. Водность в заданной области расположена внутри облачных образований и раз-

мещена на различных высотах. Это говорит о том, что облака имеют зрелую форму развития. Наличие пересыщения по отношению ко льду указывает на то, что облака в дальнейшем будут усиливаться и возможно выпадение осадков. Также на рисунке представлены вертикальные разрезы удельной энтропии, зависящей от адиабатических и псевдоадиабатических процессов, которые хорошо согласуются с фазовыми состояниями системы. Псевдоадиабатическая энтропия отличается от адиабатической более обширными и сглаженными областями. Как можно видеть, максимально развитые процессы соответствуют зонам с минимальным значением энтропии, а зоны, где процесс стремится к равновесному состоянию, соответствуют повышенным значениям энтропии.

На рис. 5 (см. вклейку на с. 167) представлены поля удельной энтропии сухого воздуха и интенсивность осадков для области, соответствующей осадкам, выпавшими над г. Ивано-Франковском. Как видно из рисунка, зоны выпавших осадков хорошо согласуются с очагами пониженных значений удельной энтропии сухого воздуха.

На рис. 6 (см. вклейку на с. 167) показано взаимодействие энтропии с облачностью и осадками при  $t=9$  ч в период зрелого состояния облачной системы. Особенно заметна зависимость между энтропией сухого воздуха и осадками. Очаги пониженной энтропии практически совпадают с очагами осадков. Редкие несовпадения этих очагов можно объяснить только временным несоответствием, наиболее вероятно, некоторым запаздыванием выпадения осадков или недостаточной активностью механизмов осадкообразования. Это подтверждает распределения облачности, где в области с отсутствующими осадками находятся облака с отдельными ядрами повышенного влагосодержания.

Временное и пространственное развитие энтропии хорошо согласуется с распределением облачности и осадков. Энтропия влажного воздуха по пространственному распределению лучше согласуется с облачностью, энтропия сухого воздуха — с осадками. Эпицентры осадков практически совпадают с эпицентрами пониженных значений энтропии сухого воздуха. Судя по совместным расчетам энтропии и облачности, энтропия сухого воздуха может быть хорошим предиктором для определения эпицентров



сильных осадков. Области с пониженными значениями энтропии влажного воздуха занимают более широкие площади также, как облачность и осадки.

**Выводы.** Проведена серия численных экспериментов по исследованию взаимного влияния облачности и энтропии с целью поиска ключевых параметров, которые могли бы служить достоверными предикторами для временного и пространственного распределений сильных осадков.

Совместное моделирование облачности и энтропии показало, что эти физические объекты в процессе эволюции хорошо согласуются между собой.

Области пониженной энтропии хорошо согласуются с облачностью и осадками, области повышенной энтропии — с безоблачной атмосферой.

Очаги пониженной энтропии могут служить хорошим предиктором для определения очагов сильных осадков в облачных системах.

### Список литературы

- Белый Т. А. Локальное уравнение баланса энтропии и трансформация энергии внутри термодинамического континуума на примере скорости перестройки тензора деформации // *Наук. пр. УкрНДГМІ.* — 2006. — Вып. 255. — С. 57—69.
- Белый Т. А. Энтропия климатических эпох // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* — 2006. — Вып. 14. — С. 487—493.
- Белый Т. А., Пирнач А. М. Численное моделирование сильных осадков в Прикарпатье // *Доп. НАН України.* — 2009. — №10. — С. 115—121.
- Белый Т. А., Дударь С. Н., Пирнач А. М. Численные исследования влияния различных механизмов осадкообразования на эволюцию мезомасштабных облачных образований, обусловивших сильные осадки в Карпатах 21—29 июля 2008 г. // *Геофиз. журн.* — 2009. — **31**, № 6. — С. 107—123.
- Белокобыльский А. В., Паламарчук Л. В., Пирнач А. М. Исследование процессов образования и развития летних фронтальных осадков над Украиной // *Вопросы физики облаков.* — Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 2004. — С. 24—50.
- Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Ленинград: Гидрометеиздат, 1976. — 641 с.
- Пирнач Г. М. Моделирование фронтальных хмар із сильними опадами // *Наук. пр. УкрНДГМІ.* — 2004. — Вып. 253. — С. 37—50.
- Пирнач Г. М. Моделирование эволюции мезомасштабных хмарных утворень над Карпатами // *Наук. пр. УкрНДГМІ.* — 2007. — Вып. 256. — С. 19—43.
- Пирнач Г. М. Чисельне моделювання хмар та опадів у системах атмосферних фронтів. — Київ: Ніка-Центр, 2008. — 296 с.
- Пирнач Г. М. Моделирование взаимного влияния капельной та кристаллической фракции на интенсивность сильных опадів // *Наук. пр. УкрНДГМІ.* — 2007. — Вып. 258. — С. 5—29.
- Хргиан А. Х. Физика атмосферы. — Ленинград: Изд. Гидрометеоролог. ин-та, 1969. — 647 с.
- Pauluis O., Held I. M. Entropy Budget of an Radiative-convective equilibrium. Part I: Maximum work and frictional dissipation // *J. Atmos. Sci.* — 2002a. — **59**. — P. 125—139.
- Pauluis O., Held I. M. Entropy Budget of an Radiative-convective equilibrium. Part II: Latent heat transport and moist processes // *J. Atmos. Sci.* — 2002b. — **59**. — P. 140—149.
- Pirnach A. Construction and application of the various numerical models for study the cloud dynamics and structure of the frontal rainbands // *J. Atmos. Res.* — 1998. — **45—47**. — P. 356—376.
- Roms D. M. The Dry-Entropy budget of moist atmosphere // *J. Atmos. Sci.* — 2008. — **65**. — P. 3779—3799.

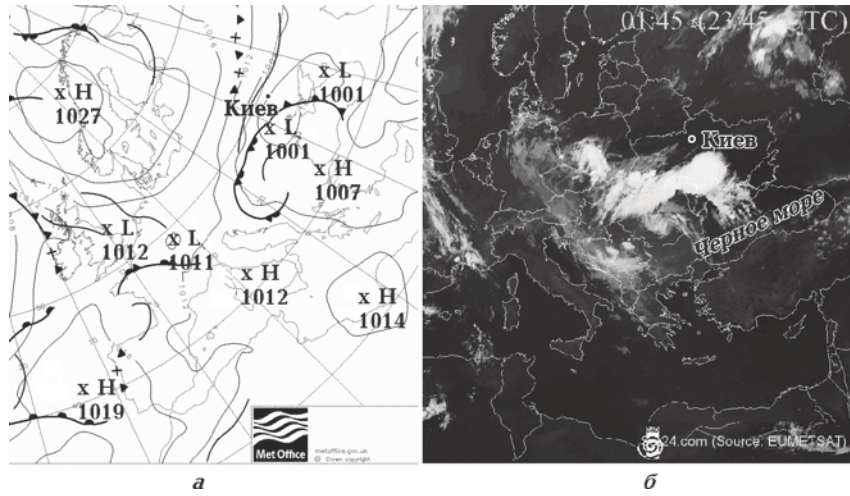


Рис. 1. Фрагмент приземной синоптической карты за 26 июля 2008 г. 00.00 UTC (а) и спутниковый снимок облачности 26 июля 2008 г. (б).

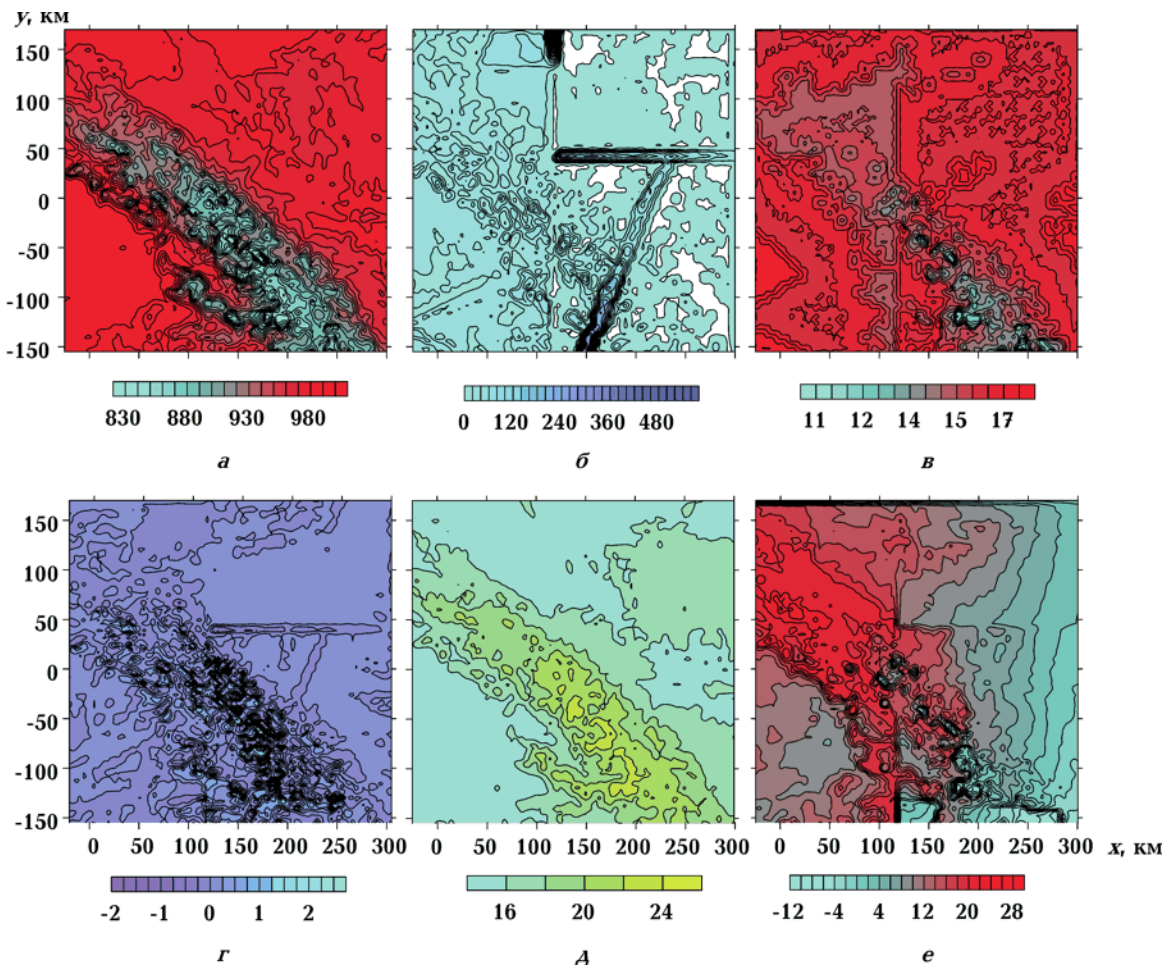


Рис. 2. Начальное состояние атмосферы (23:30 UTC 26.07.08): а — приземное давление, гПа; б — максимальные по  $z$  вертикальные движения, см/с; в — приземная температура, °С; г — вертикальная составляющая вихря на земле,  $10^{-3} \text{ c}^{-1}$ ; д — энтропия; е — производство энтропии,  $1/\text{c}$ .

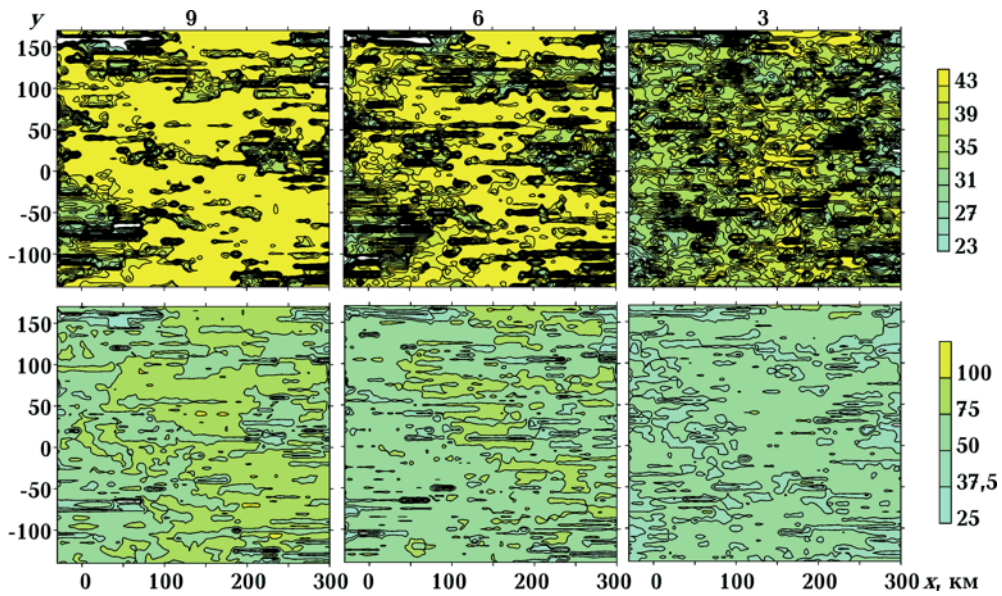


Рис. 3. Временное и пространственное распределения удельной энтропии сухого и влажного воздуха при  $z=3$  км. Цифры у вершин рисунков — время развития облачности в часах: 1-й ряд — энтропия, рассчитанная для сухого воздуха, 2-й — для влажного.

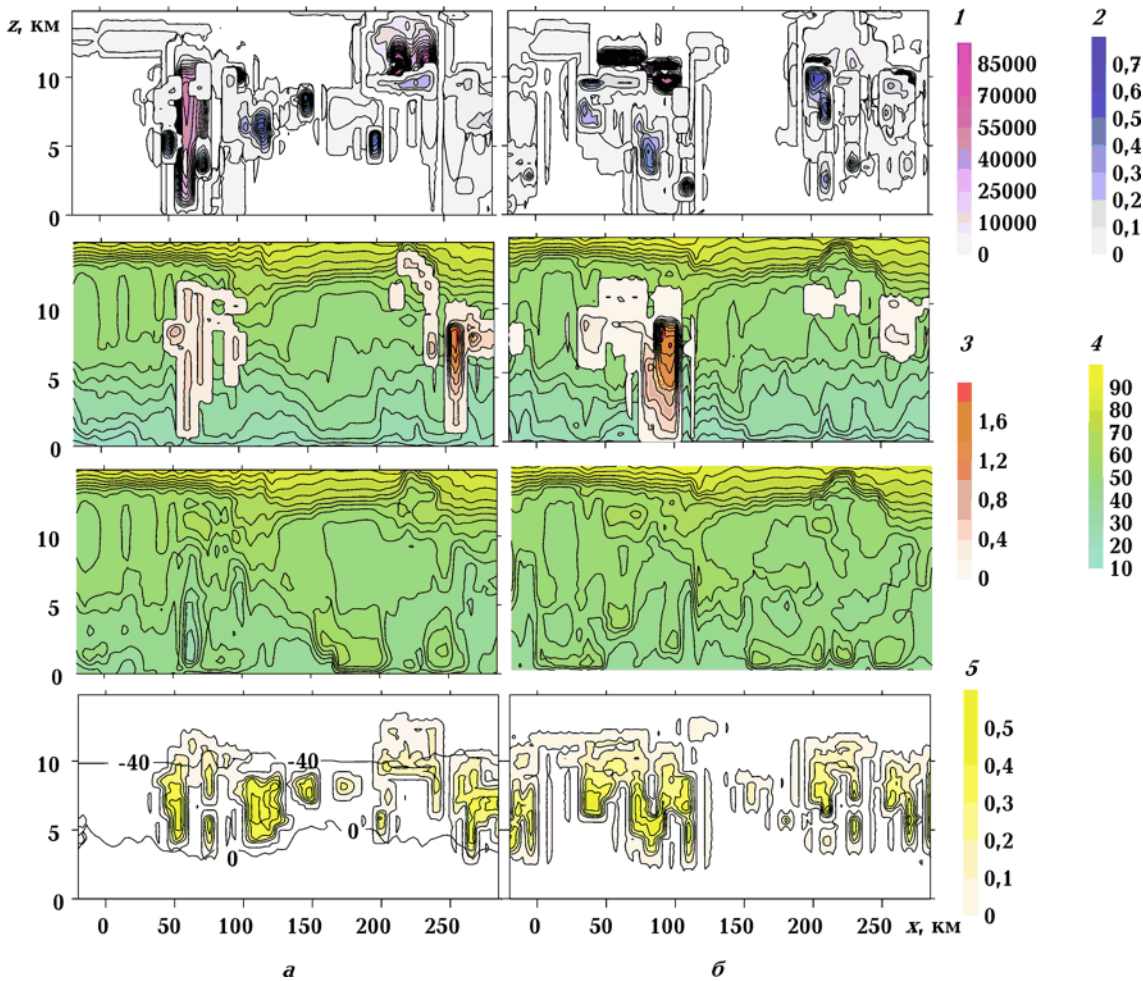


Рис. 4. Вертикальные разрезы облачных характеристик при  $t=1$  ч: а —  $y=15$  км, б —  $y=25$  км (1 — концентрация кристаллов, 1/г, водность облака, г/кг; 2 — ледность облака, г/кг; удельная энтропия сухого и влажного воздуха; 5 — пресыщение по отношению ко льду, г/кг и температура, °С (цифры на кривых).



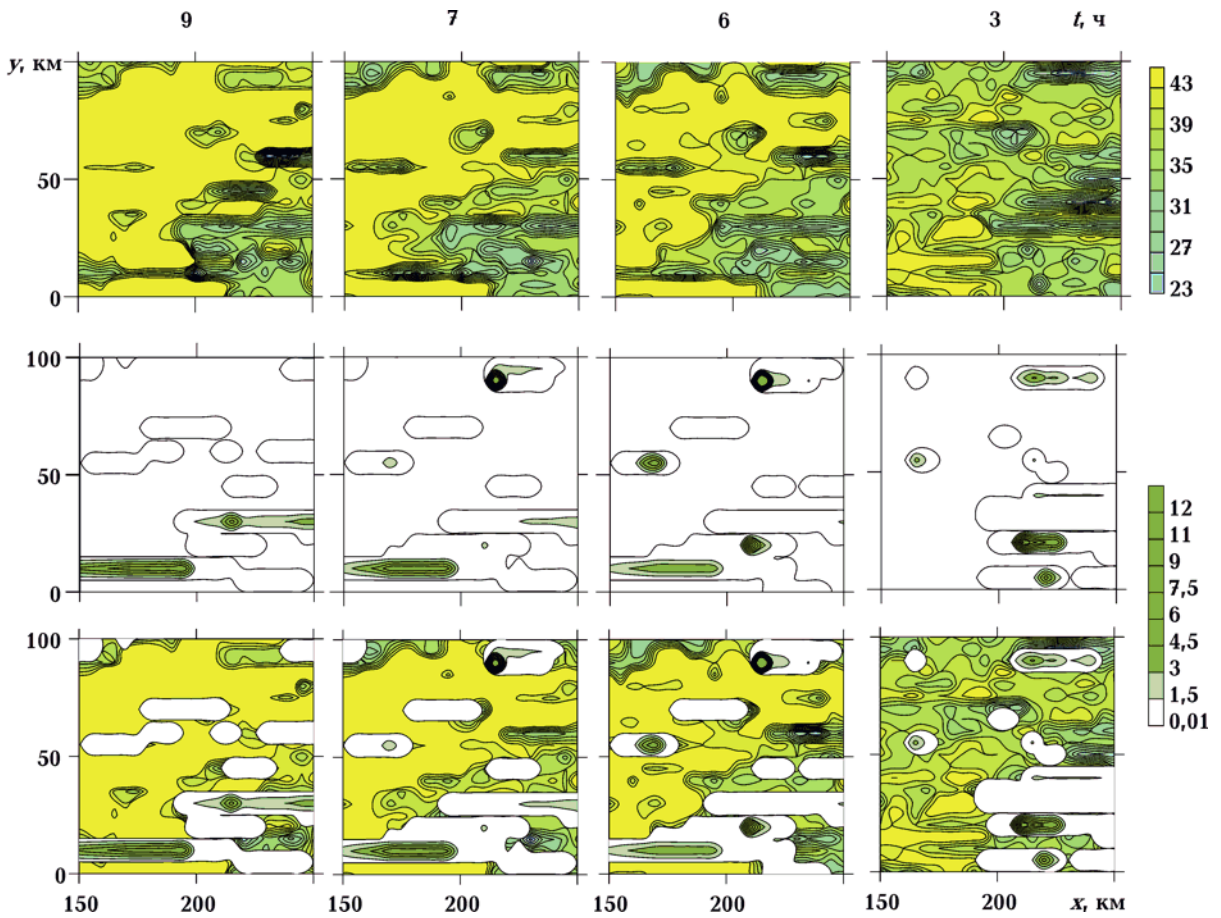


Рис. 5. Удельная энтропия сухого воздуха и интенсивность осадков: 1-й ряд — удельная энтропия сухого воздуха, 2-й ряд — интенсивность осадков, мм/ч; 3-й ряд — совмещенные 1-й и 2-й ряды.

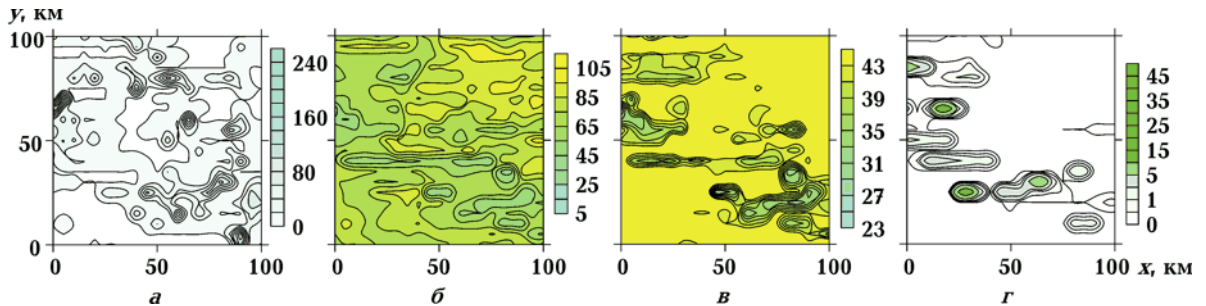
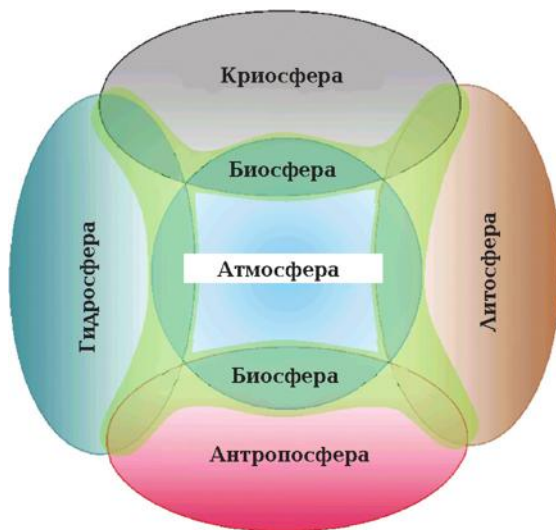


Рис. 6. Взаимодействие энтропии, облачности и осадков при  $t = 9$  ч:  $a$  — облачность (интегральные по высоте суммы водности и льдности, приведенные к размерности сумм осадков,  $10^{-3}$  мм),  $б$  — энтропия влажного воздуха,  $в$  — энтропия сухого воздуха,  $г$  — интенсивность осадков, мм/ч.

---

Рисунок к статье *Зилитинкевич С. С.* Самоорганизация и нелокальная природа геофизической турбулентности и планетарных пограничных слоев



Взаимодействие геосфер через планетарные пограничные слои (ППС), показанные как зеленые «линзы» на границах раздела. В ППС сосредоточено почти 100 % антропосферы и более 90 % биосферы Земли.