

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

КОСМИЧЕСКАЯ И АВИАЦИОННАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ
(МЕЖВУЗОВСКИЙ)

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД
1985

Космическая и авиационная метеорология. Межвузовский сборник научных трудов. — Л.: изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 135. (ЛГМИ).

Сборник подготовлен кафедрой космических и авиационных методов исследований в гидрометеорологии (ЛГМИ) при участии других вузов и научно-исследовательских учреждений (ОЛАГА, ААНИИ, ВИКИ, КазГУ).

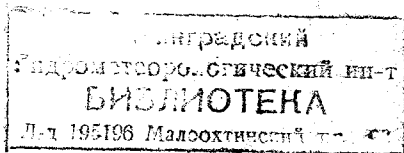
В сборнике рассматриваются вопросы автоматизации метеорологического обеспечения полетов, анализа условий погоды в различных районах земного шара и вопросы использования спутниковой информации.

Сборник предназначен для специалистов в области авиационной и космической метеорологии, а также для студентов старших курсов соответствующих специальностей.

Табл. 31. Илл. 32. Библ. 137.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

М. А. Герман, доц. ЛГМИ (отв. редактор); П. Д. Астапенко, проф. ОЛАГА, В. Д. Еникеева, доц. ЛГМИ (отв. секретарь); Б. Д. Панин, проф., ЛГМИ; В. Д. Степаненко, проф., ГГО им. А. А. Воейкова; Ю. М. Тимофеев, доц., ЛГУ.



335420

М. А. ГЕРМАН, В. В. СТЕПАНОВ (ЛГМИ)

К ВОПРОСУ МОДЕЛИРОВАНИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛЯ ИЗЛУЧЕНИЯ В ВИДИМОМ ДИАПАЗОНЕ СПЕКТРА ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ВОЛН

Результаты космической съемки в различных частях спектра электромагнитных волн, позволяют выполнить обобщение различных методов и средств обработки изображений [3, 5, 10]. Б. Н. Розионов [12] ввел понятие иконологии, которое дало возможность методически обобщить комплекс методов и средств интерпретации изображений. Создание единой методологии делает возможным наиболее эффективное использование снимков для решения ряда прикладных задач.

В последние годы выполнены исследования [1, 11, 12], в которых рассматриваются математические модели процесса получения изображения из космоса. Отдельные модели, например модель, предложенная в [12], могут служить основой геометрической модели изображения, полученного любыми съемочными системами. Однако в этой модели не отражены вопросы, связанные с процессами преобразования энергии излучения в атмосфере. По-видимому, целесообразно разработать такую единую модель получения изображений, которая отражала бы проективную сущность изображений в целом, т. е. объединяла бы и перспективную и энергетическую модели. Разработка единой модели, позволяющей корректно решить ряд вопросов, связанных с интерпретацией космических изображений, должна стать главной задачей современной теоретической иконоки.

В данной работе делается попытка уточнить физическую модель формирования поля излучения видимого диапазона от конечноразмерных объектов с учетом состояния атмосферы.

Известно, что учет влияния атмосферы на трансформацию излучения с пространства, охватываемого элементом разрешения, оставляет природно-технический аспект дистанционного зондирования, определяющий особенности формирования спектрального браза. Спектральный образ определяет вид сигнала, формируемого дистанционным датчиком.

Вид сигнала, получаемого сканирующим датчиком, определяется процессом формирования поля излучения с учетом составляющих, возникающих под влиянием атмосферы. Их структуру (вертикальный профиль) полностью определяет характер процесса трансформации излучения, создаваемого объектами с конечными размерами. Этому важному вопросу посвящены работы [1—11—14]. Большинство авторов рассматривает перенос излучения либо от бесконечно протяженных поверхностей, либо от идеализированных бесконечно малых. В отдельных работах рассмотрены теоретические вопросы формирования излучения конечноразмерными объектами, однако применение их результатов затруднено из-за сложности математического аппарата и трудности задания входных параметров. Основное внимание здесь уделено получению математического решения задачи переноса, зачастую в ущерб физического содержания проблемы и использованию моделирования процесса съемки из космоса.

Предлагаемая модель построена для выявления особенностей и закономерностей формирования сигнала от объектов с конечными размерами.

Особенностью вертикального профиля излучения от поверхностей с конечными размерами является переходная зона — область пространства, лежащая над границей раздела двух прилегающих друг к другу подстилающих поверхностей с различными значениями отражательных характеристик. Мерой взаимного влияния компонент излучения в переходной зоне является радиус взаимодействия R .

Для поверхностей A и B переходной зоны интенсивность излучения, поступающего на датчик дистанционного зондирования

$$I_{\text{адз}} = I_{\text{co}}^{\uparrow} + I_{\text{opo}}^{\uparrow} + I_{\text{op}}^{\uparrow} + I_{\text{cp}}^{\uparrow}, \quad (1)$$

где $I_{\text{co}}^{\uparrow}$ — интенсивность излучения, ослабленного атмосферой отраженного от подстилающей поверхности A ; $I_{\text{opo}}^{\uparrow}$ — интенсивность излучения, отраженного от поверхности B , рассеянного атмосферой над поверхностью A и отраженного от подстилающей поверхности A в направлении к датчику дистанционного зондирования; $I_{\text{op}}^{\uparrow}$ — интенсивность излучения, отраженного от поверхности B рассеянным слоем атмосферы над поверхностью A в направлении к датчику дистанционного зондирования; $I_{\text{cp}}^{\uparrow}$ — интенсивность излучения, рассеянного атмосферой.

В случае равенства отрицательных свойств подстилающих поверхностей A и B , рассеяние над ними аналогично рассеянию бесконечной поверхностью. При этом сумма $I_{\text{opo}}^{\uparrow} + I_{\text{op}}^{\uparrow} + I_{\text{cp}}^{\uparrow}$ представляет собой яркость атмосферной дымки. Для бесконечных поверхностей теория расчета яркости атмосферной дымки достаточно разработана (см. например [1, 6—10, 12—15]). Слагаемые

и $I_{ор}^{\uparrow}$ определяются свойствами подстилающих поверхностей, над объектами с различными отражательными свойствами они зависят и от размеров объектов. Составляющая $I_{ор}^{\uparrow}$ называется перекрестной компонентой излучения. Составляющей $I_{ор0}^{\uparrow}$ можно пренебречь. Ошибки в подсчете интенсивности излучения без учета перекрестной компоненты излучения могут в отдельных случаях достигать десятков процентов [1, 14].

При построении модели формирования $I_{ор}^{\uparrow}$ целесообразно придерживаться следующей последовательности:

1. Считать, что создаваемая над бесконечной подстилающей поверхностью интенсивность излучения $I_{ор}^{\uparrow}$ известна.

2. Задав определенные граничные условия, определить распределение $I_{ор}^{\uparrow}$ над полубесконечной поверхностью.

3. Введя дополнительные граничные условия, восстановить пространственное распределение $I_{ор}^{\uparrow}$, создаваемого над произвольной бесконечноразмерной поверхностью.

Во всех случаях предполагается, что механизм рассеяния излучения атмосферой не зависит от отражательных способностей подстилающих поверхностей.

Граничные условия. При расположении рядом (соединении) двух полубесконечных подстилающих поверхностей с равными значениями альбедо распределение яркости атмосферной дымки $I_{а.д}(h)$ аналогично распределению $I_{а.д}(h)$ для бесконечноразмерной подстилающей поверхности при том же значении альбедо. Это основное граничное условие при построении профиля $I_{а.д}(h)$ в переходной зоне.

На расстоянии, больше чем R (рис. 1), от границы раздела значение $I_{а.д}(h)$ такое же, как и над бесконечной поверхностью. Интенсивность рассеянного излучения с единичного участка поверхности A в точке C , удаленной от нее на расстояние l , определяется соотношением

$$I_{а.д}^c(h) = I_{а.д}(h)_1 \frac{h^2}{\sqrt{l^2 + h^2}}, \quad (2)$$

с единичного участка B в той же точке C , удаленной от нее на расстояние l_1

$$I_{а.д}^c(h) = I_{а.д}^c(h)_1 \frac{h^2}{\sqrt{l_1^2 + h^2}}, \quad (3)$$

где $I_{а.д}^c(h)_1$ — интенсивность рассеянного излучения единичных участков поверхностей A и B в направлении в зенит на высоте h .

В точке C на высоте h_1 излучение всей подстилающей поверхности равно сумме излучений множества единичных участков

$$I_{a.d}^c(h) = I_{a.d}(h)_1 \int_{-R}^R \frac{h dz}{\sqrt{z^2 + h^2}}. \quad (4)$$

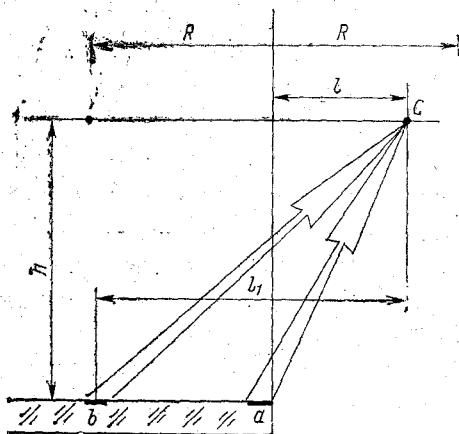


Рис. 1. Механизм формирования интенсивности перекрестной компоненты излучения от полубесконечной поверхности.

Для точки F значение яркости, равное $I_{a.d}^\infty(h)$, можно представить как суперпозицию всех точек поверхности

$$I_{a.d}^\infty(h) = 2 I_{a.d}(h)_1 \int_0^R \frac{h dz}{\sqrt{z^2 + h^2}}. \quad (5)$$

После нормирования (4) с использованием (5) получим долю вклада перекрестной компоненты в поток излучения в точке, удаленной на расстояние z от границы раздела и на высоте h от поверхности. Это нормализованное значение равно

$$\tilde{I}_{a.d}^z(h) = \frac{\int_{-R}^R \frac{dz}{\sqrt{z^2 + h^2}}}{2 \int_0^R \frac{dz}{\sqrt{z^2 + h^2}}}, \quad (6)$$

и описывает механизм формирования рассеяния.

Для любой точки пространства, находящейся над поверхностью, с учетом граничного условия значение $\tilde{I}_{\text{а.д.}}^z(h)$ определяется соотношением

$$\tilde{I}_{\text{а.д.}}^z(h) = 1 - \tilde{I}_{\text{а.д.}}^z(h) \quad (7)$$

при $|z| = |\bar{z}|$.

После интегрирования (6) получим выражение для профиля яркости $\tilde{I}_{\text{а.д.}}^z(h)$ в координатах относительно границы раздела

$$\tilde{I}_{\text{а.д.}}^z(h) = \frac{K_R - \ln(z + \sqrt{z^2 + h^2})}{2(K_R - \ln h)}, \quad (8)$$

где $K_R = \ln(R + \sqrt{h^2 + R^2})$.

Для нахождения распределения рассеянного излучения над поверхностью, имеющей конечные размеры, введем второе граничное условие: если между двумя полубесконечными подстилающими поверхностями располагается третья поверхность конечных размеров, то при равных значениях альбедо яркость атмосферной дымки $I_{\text{а.д.}}(h)$ распределена так же, как и над бесконечной поверхностью.

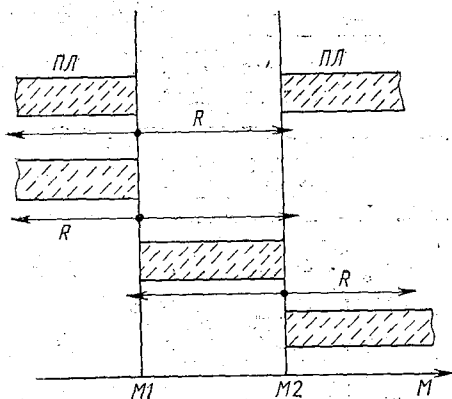


Рис. 2. Поверхности, участвующие в формировании поля излучения от поверхности с конечными размерами.

Учитывая это, для яркости дымки над конечноразмерной поверхностью в произвольном масштабе можно записать соотношение:

$$\tilde{I}_{\text{а.д.}}^M(h) = 1 - [\tilde{I}_{\text{а.д.}}^M(h)_1 + \tilde{I}_{\text{а.д.}}^M(h)_2], \quad (9)$$

где M — расстояние от границы раздела; $\tilde{I}_{\text{а.д.}}^M(h)_1$ — яркость атмосферной дымки от полубесконечной поверхности в точке M для полуплоскости, расположенной справа от границы раздела; $\tilde{I}_{\text{а.д.}}^M(h)_2$ — то же для полуплоскости, расположенной слева от границы раздела (рис. 2).

В зависимости от соотношения размеров радиуса взаимодействия R и элемента поверхности можно рассмотреть шесть случаев (рис. 3):

1. Полубесконечную подстилающую поверхность, расположенную справа от границы раздела (рис. 3а), для которой:

$$\tilde{I}_{\text{а.д.}}^{\text{м}}(h) = \begin{cases} 1 & \text{при } M < (M_1 - R), \\ 1 - \tilde{I}_{\text{а.д.}}^{(M_1 - M)}(h) & \text{при } M_1 \geq M > (M_1 - R), \\ \tilde{I}_{\text{а.д.}}^{(M_1 - M)}(h) & \text{при } (M_1 - R) > M > M_1, \\ 0 & \text{при } M > (M_1 + R). \end{cases} \quad (10)$$

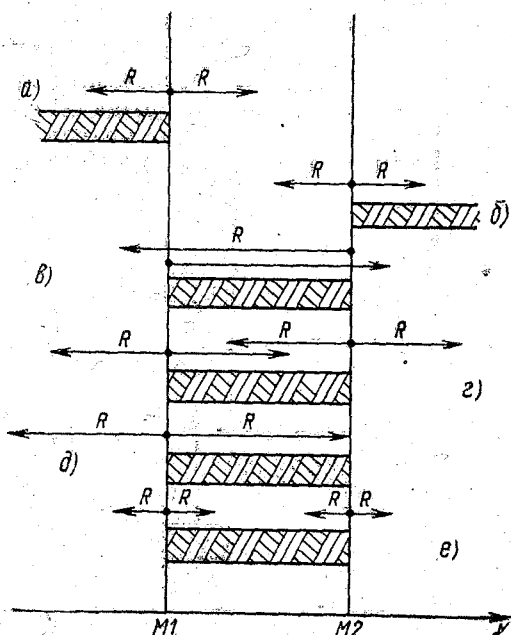


Рис. 3. Возможные варианты соотношений размеров радиуса взаимодействия и объектов.

2. Полубесконечную подстилающую поверхность, расположенную слева от границы раздела (рис. 3б), для которой справедливо:

$$\tilde{I}_{\text{а.д.}}^{\text{м}}(h) = \begin{cases} 0 & \text{при } M \leq (M_2 - R), \\ \tilde{I}_{\text{а.д.}}^{(M_2 - M)}(h) & \text{при } M_2 > M > (M_2 - R), \\ 1 - \tilde{I}_{\text{а.д.}}^{(M - M_2)}(h) & \text{при } (M_2 + R) > M > M_2, \\ 1 & \text{при } M \geq (M_2 + R). \end{cases} \quad (11)$$

3. Конечноразмерную подстилающую поверхность, линейные размеры которой меньше размеров радиуса взаимодействия (рис. 3 в). При этом $\tilde{I}_{a.d}^M(h)$ равно:

$$\tilde{I}_{a.d}^M(h) = \begin{cases} 0 & \text{при } M < (M_1 - R), \\ \tilde{I}_{a.d}^{(M_1-M)}(h) & \text{при } (M_2 - R) \geq M > (M_1 - R), \\ \tilde{I}_{a.d}^{(M_1-M)}(h) - \tilde{I}_{a.d}^{(M_2-M)}(h) & \text{при } M_1 > M > (M_2 - R), \\ 1 - \tilde{I}_{a.d}^{(M_2-M)}(h) - \tilde{I}_{a.d}^{(M-M_1)}(h) & \text{при } M_2 \geq M > M_1, \\ \tilde{I}_{a.d}^{(M-M_2)}(h) - \tilde{I}_{a.d}^{(M-M_1)}(h) & \text{при } (M_1 + R) \geq M > M_2, \\ \tilde{I}_{a.d}^{(M-M_2)}(h) & \text{при } (M_2 + R) \geq M > (M_1 + R), \\ 0 & \text{при } M > (M_2 + R), \end{cases} \quad (12)$$

4. Конечноразмерную подстилающую поверхность, линейные размеры которой меньше, чем удвоенный размер радиуса взаимодействия (рис. 3 г, д), для которого имеем:

$$\tilde{I}_{a.d}^M(h) = \begin{cases} 0 & \text{при } M < (M_1 - R), \\ \tilde{I}_{a.d}^{(M_1-M)}(h) & \text{при } M_1 \geq M > (M_1 - R), \\ 1 - \tilde{I}_{a.d}^{(M-M_1)}(h) & \text{при } (M_2 - R) \geq M > M_1, \\ 1 - \tilde{I}_{a.d}^{(M-M_1)}(h) - \tilde{I}_{a.d}^{(M_2-M)}(h) & \text{при } (M_1 + R) \geq M > (M_2 - R), \\ 1 - \tilde{I}_{a.d}^{(M_2-M)}(h) & \text{при } M_2 > M > (M_1 + R), \\ \tilde{I}_{a.d}^{(M-M_2)}(h) & \text{при } (M_2 - R) \geq M > M_2, \\ 0 & \text{при } M > (M_2 + R), \end{cases} \quad (13)$$

5. Конечноразмерную подстилающую поверхность, линейные размеры которой равны радиусу взаимодействия (рис. 3 д). Для нее справедливо соотношение:

$$\tilde{I}_{a.d}^M(h) = \begin{cases} 0 & \text{при } M < (M_1 - R), \\ \tilde{I}_{a.d}^{(M_1-M)}(h) & \text{при } M_1 \geq M > (M_1 - R), \\ 1 - \tilde{I}_{a.d}^{(M-M_1)}(h) - \tilde{I}_{a.d}^{(M_2-M)}(h) & \text{при } M_2 \geq M > M_1, \\ \tilde{I}_{a.d}^{(M-M_2)}(h) & \text{при } (M_2 + R) \geq M > M_2, \\ 0 & \text{при } M > (M_2 + R). \end{cases} \quad (14)$$

6. Конечноразмерную поверхность, линейные размеры которой больше, чем размеры удвоенного радиуса взаимодействия (рис. 3 e). В этом случае

$$\tilde{I}_{a,d}^M(h) = \begin{cases} 0 & \text{при } (M1 - R) \geq M, \\ \tilde{I}_{a,d}^{(M1-M)}(h) & \text{при } M1 > M > (M1 - R), \\ 1 - \tilde{I}_{a,d}^{(M-M1)}(h) & \text{при } (M1 + R) \geq M > M1, \\ 1 & \text{при } (M2 - R) \geq M > (M1 + R), \\ 1 - \tilde{I}_{a,d}^{(M2-M)}(h) & \text{при } M2 \geq M > (M2 - R), \\ \tilde{I}_{a,d}^{(M-M2)}(h) & \text{при } (M2 + R) \geq M > M2, \\ 0 & \text{при } M > (M2 + R). \end{cases} \quad (15)$$

Для получения абсолютных значений интенсивности перекрестной компоненты излучения $I_{op}^{\uparrow}$ нормированные значения $\tilde{I}_{a,d}^M(h)$ умножаются на значения интенсивности рассеянного излучения атмосферой дымки $I_{a,d}^{A\infty}(h)$ над бесконечной подстилающей поверхностью, имеющей альбедо A :

$$I_{op}^{\uparrow} = \sum [\tilde{I}_{a,d}^M(h) I_{a,d}^{A\infty}(h)]. \quad (16)$$

Полная интенсивность излучения, согласно (1), будет равна

$$I_{длз} = kAI_{\odot}^{\circ} + I_{op}^{\uparrow} + I_{cp}^{\uparrow}, \quad (17)$$

где k — коэффициент ослабления атмосферы в направлении на датчик; A — альбедо подстилающей поверхности; $I_{\odot}^{\circ}$ — приходящее на уровне подстилающей поверхности солнечное излучение.

Рассмотрим процесс формирования $I_{op}^{\uparrow}$ и $I_{opv}^{\uparrow}$. В нем присутствуют компоненты приходящего излучения I и I' и отраженного излучения II и II' . Пусть альбедо $A_a > A_b$. В этом случае $I_{op}^{\uparrow} \gg I_{opo}^{\uparrow}$. В случае $A_a < A_b$ вклад $I_{op}^{\uparrow}$ и $I_{opo}^{\uparrow}$ одинаково незначителен. Можно принять, что радиус взаимодействия для I_{ϕ} не более, чем для $I_{opo}^{\uparrow}$, при учете дополнительного вклада в основное излучение с учетом атмосферных условий. Если принять, что датчик дистанционного зондирования фиксирует интенсивность потока излучения, например с порогом 3%, то радиус взаимодействия для $I_{opo}^{\uparrow}$, $I_{op}^{\uparrow}$ в зависимости от атмосферных условий и альбедо подстилающей поверхности определится по зависимостям, приведенным в [11].

Следует отметить, что абсолютное значение величины R изменяет только количественное значение $I_{op}^{\uparrow}(h)$, оставляя без изменения механизм его формирования.

В качестве модели, позволяющей восстановить вертикальный профиль яркости атмосферной дымки над бесконечной поверх-

ностью, можно использовать модель из работы [14, 15]. В этой модели использована средняя стандартная атмосфера, в которой концентрация аэрозоля убывает по экспоненциальному закону. Замкнутая оптическая схема безоблачной атмосферы без учета ее кривизны построена таким образом, что можно определить любые характеристики атмосферы по некоторым известным ее параметрам. Замыкание схемы производится за счет использования следующих эмпирических данных: аэрозольного состава безоблачной атмосферы, спектральной прозрачности атмосферного аэрозоля, формы индикатрисы рассеяния в атмосфере. Входными параметрами схемы являются горизонтальная дальность видимости на уровне земной поверхности и спектральная оптическая толщина атмосферы. Интенсивность уходящего излучения рассчитана для средневзвешенной индикатрисы рассеяния (при $\lambda = 0,55$ мкм) при различных значениях оптической толщины атмосферы, альбедо поверхности, зенитных углов и углов визирования. Эти данные позволяют определить интенсивность уходящего излучения для любых значений альбедо в диапазоне от 0 до 1 с ошибкой не более 3% [14].

В работах [14, 15] содержатся результаты расчета наклонной дальности видимости и яркости неба. Основное внимание уделено вопросу формирования яркости атмосферной дымки: ее интенсивности (интегрального значения) для различных высот и углов визирования с учетом состояния атмосферы и типа подстилающей поверхности (альбедо) сведены в таблицу. Для использования этих данных при построении вертикального профиля яркости дымки $I_{a.d}(h)$ необходимо в направлении убывания высот произвести последовательное вычитание значений $I_{a.d}^A(h)$ на каждом уровне для подстилающей поверхности с альбедо $A = A_i$ и $A = 0$ (тем самым исключается компонента I_{cp}^A).

Интегральные значения $I_{a.d}$ на некоторой высоте h_n над поверхностью с альбедо, равным A_i , определяются выражением

$$I_{a.d}^A = \sum_{n=0}^k I_{a.d}^A(h_n), \quad (18)$$

а дифференциальные значения — выражением

$$I_{a.d}^A(h) = I_{a.d}^A(h) - I_{a.d}^{A=0}(h). \quad (19)$$

Рассчитанные по (8) значения профиля яркости $\tilde{I}_{a.d}^z(h)$ для некоторых значений R приведены на рис. 4. Анализ полученных зависимостей показывает, что в распределении нормированных значений перекрестной компоненты, характеризующим механизм распределения рассеянного излучения, наблюдаются две области.

Первая из них, для которой характерно уменьшение $\tilde{I}_{a.d}^M(h)$ с высотой, непосредственно расположена над поверхностью. Уменьшение

$\tilde{I}_{\text{ад}}^{\text{м}}(h)$ связано с ослаблением излучения при прохождении рассеивающей атмосферы. Вторая область отличается возрастанием $\tilde{I}_{\text{ад}}^{\text{м}}(h)$ с высотой. Это возрастание связано с ориентацией поверхности относительно рассматриваемой точки пространства и зависит от угла, под которым проектируется в нее отражающая поверхность.

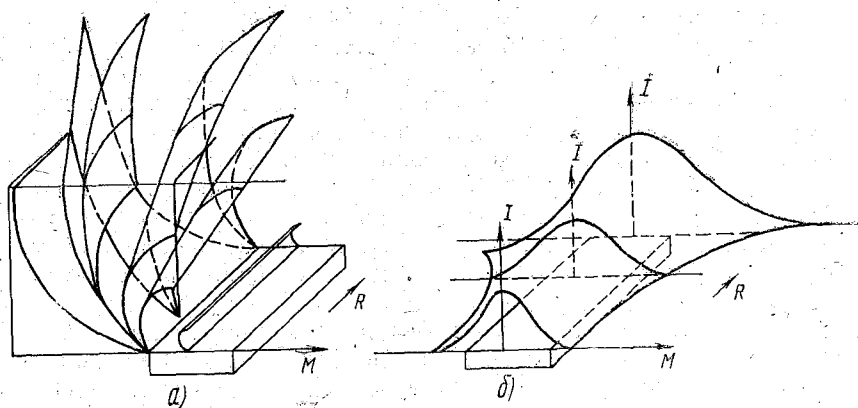


Рис. 4. Распределение интенсивности излучения:
а — яркости атмосферной дымки с высотой; б — создаваемого конечно-размерным объектом.

Интегральные значения $I_{\text{ад}}^{\text{м}}(h)$ характеризуются наличием максимальной величины над поверхностями и убыванием за его пределами. Совокупность отдельных элементов поверхности, имеющих различные размеры и альбедо, создает поле излучения флуктуационного вида, которое сохраняет свой вид и на выходе датчика дистанционного зондирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асмус В. В., Спиридонов Ю. Г., Тищенко А. П. Некоторые теоретические предпосылки для проведения радиационной коррекции. — В кн.: Многоанализные аэрокосмические съемки Земли. — М.: Наука, 1981, с. 266—276.
2. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радионизлучение Земли как планеты. — М.: Наука, 1974. — 256 с.
3. Герман М. А. Космические методы исследования в метеорологии. — Л.: Гидрометеониздат, 1985. — 352 с.
4. Егоров В. В., Тарнопольский В. И. Физические основы дистанционного зондирования Земли из космоса. — Материалы международного учебного семинара ООН по применению дистанционного зондирования. — Баку: Элм, 1977, с. 38—99.
5. Каган В. К., Кондратьев К. Н. Основы информационной теории видимости в атмосфере. — Л.: Гидрометеониздат, 1968. — 165 с.

6. Кондратьев К. Я. Об определении спектральных передаточных функций для яркостей и контрастов природных образований при спектрофотометрировании системы атмосфера—подстилающая поверхность из космоса. — Тр. ГГО, 1973, вып. 295, с. 24—50.
7. Кузнецов Е. С., Овчинский Б. В. Результаты численного решения интегрального уравнения теории рассеяния света в атмосфере. — Тр. Географического ин-та АН СССР, 1949, № 4 (141), с. 1—103.
8. Малкевич М. С. Влияние горизонтальных изменений альbedo подстилающей поверхности на рассеяние света в однородной атмосфере. — Изв. АН СССР. Сер. Геофизическая и географическая, 1958, № 8.
9. Малкевич М. С. Об учете неоднородностей подстилающей поверхности в задачах рассеяния света в атмосфере. — Изв. АН СССР. Сер. Геофизическая, 1957.
10. Малкевич М. С. Оптические исследования атмосферы со спутников. — М.: Наука, 1972. — 304 с.
11. Мишин И. В., Тищенко А. П. О формировании оптического изображения с учетом бокового подсвета. — Исследование Земли из космоса, 1981, № 1, с. 48—57.
12. Родионов Б. Н. Иконика и конология. — В кн.: Космическая иконика. — М.: Наука, 1973. — с. 5—19.
13. Чандрасекар С. Перенос лучистой энергии. — М.: Издательство иностранной литературы, 1953. — 403 с.
14. Шифрин К. С., Пятовская Н. П. Таблицы наклонной дальности видимости и яркости дневного неба. — Л.: Гидрометеониздат, 1959. — 212 с.
15. Шифрин К. С., Мишин И. М. К теории негоризонтальной видимости. — Тр. ГГО, 1957, вып. 68.

УДК 556.08 : 629.783

- И. Ф. БЕРЕСТОВСКИЙ (Госкомгидромет СССР)

СОВРЕМЕННЫЕ АСПЕКТЫ ПОДСПУТНИКОВЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ В ГИДРОЛОГИИ

Проведенные за последние годы исследования с помощью экспериментальных спутников показали принципиальную возможность увеличения объема и состава данных спутниковых наблюдений в интересах гидрометеорологии. Хотя отдельные эксперименты были не столь успешными, чтобы получаемые данные можно было использовать на регулярной основе, однако и они позволили наметить пути улучшения качества новых спутниковых данных с тем, чтобы удовлетворить требования к наблюдениям. Эксперименты по отработке методов получения новых видов спутниковой информации строились на основе комплексного анализа данных спутниковых, самолетных и наземных наблюдений и в зависимости от решаемых задач отличались друг от друга по составу работ и методам сбора априорных материалов, а также по комбинации системы наземных и самолетных наблюдений.

В области гидрологии суши на основе космических, авиационных и наземных данных (многоуровневных данных) велись и ведутся исследования по созданию следующих методов:

- использование данных ИСЗ для картирования снежного покрова;

- использование аэрокосмической информации для определения зон формирования и потерь стока;

- использование данных ИСЗ для оценки ледовой обстановки озер и водохранилищ;

- использование аэрокосмической информации для оценки затоплений речных пойм;

- использование аэрокосмической информации для оценки руслового процесса и т. д.

Получение многоуровневных данных стало возможным в результате проведения специальных подспутниковых экспериментов. В процессе гидрологических подспутниковых экспериментов, которые выполняются в системе Госкомгидромета с 1975 г., решались и решаются следующие задачи:

- исследование дешифровочных признаков снежного покрова на равнинной и горной местности по материалам многозональных съемок с ИСЗ;

- изучение спектральных характеристик ледяного покрова на крупных реках, озерах и водохранилищах;

- разработка методических основ использования данных ИСЗ для гидрометеорологического обслуживания зоны БАМ;

- картографирование наледей в зоне БАМ;

- изучение и картирование затоплений при прохождении наводочной волны;

- оценка дешифруемости затопленных и подтопленных земель;

- оценка зон формирования и потерь стока;

- использование загрязнения снежного покрова вокруг промышленных центров.

Известно, что подспутниковые эксперименты проводятся на специальных полигонах (тестовых участках). Требования к таким полигонам изложены в [1, 2, 3]. Гидрологические подспутниковые эксперименты выполняются на больших территориях, при этом активно привлекается действующая гидрометеорологическая сеть. По окончании экспериментов проводится обработка и анализ всех полученных измерений.

Совместное использование аэрокосмической информации и данных наблюдений опорной сети дает возможность оперативно решать множество гидрологических задач. Измерения в точке (температура воды и воздуха, влажность почвы, запасы влаги в снежном покрове и т. д.), сочетающиеся с измерениями площадных характеристик объектов (площадь водоемов, заснеженность водосборов и проч.) позволяют перейти к получению качественно новых характеристик, таких, как, например, запасы тепла в водоеме, потери на испарение, запасы влаги на поверхности водосборов

в определенный период времени. Проведенные оценки элементов водного и теплового балансов являются более корректными, чем при использовании только наземных наблюдений [7].

Основной особенностью совместного анализа аэрокосмической информации и наземных данных является возможность получения пространственной интерпретации наземных измерений, проведенных в определенной точке местности, обычно соответствующей расположению пункта опорной гидрометсети. Интерполяционные функции точечных измерений сопрягаются с изменениями (градиентами) фототона изображений, а также с контрастными переходами фототона. При использовании серии последовательных снимков одного какого-либо района создается возможность временной интерполяции размеров и состояний объектов [6].

Еще одна особенность совместного анализа информации из космоса и опорной гидрометсети заключается в разработке параметров, увязывающих эти виды информации путем получения переходных коэффициентов удельных показателей и различного рода зависимостей. При этом значительно возрастает информативность дистанционных данных при их гидрологической интерпретации, появляется возможность оценить точность авиационной и космической информации. Кроме того, появляется возможность получения приближенных оценок гидрологических параметров для труднодоступных и неизученных территорий лишь на основе использования одной космической информации. Зависимости между яркостными характеристиками изображений и измеренными показателями состояний объектов являются основой для уже внедряемой автоматизированной обработки видеоинформации.

Совместный анализ позволяет обратить внимание на репрезентативность пунктов наблюдений опорной сети Госкомгидромета. Если какие-либо посты и станции систематически отражают в своих наблюдениях аномальные условия по сравнению с другими станциями того же региона, то встает вопрос об их репрезентативности. Проводится анализ расположения таких пунктов, качества производства наблюдений, состояние приборного оборудования. Таким же путем выявляется и брак в наблюдениях опорной сети.

Опыт совместного анализа наземных и дистанционных данных показывает, что опорная сеть пунктов наблюдений для интерпретации спутниковых данных в интересах гидрологии должна равномерно располагаться в соответствии с широтной и зональной поясностью, обуславливающей изменения природной среды. Должны также учитываться воздействия хозяйственной деятельности, влияние океанов, морей, крупных водоемов. Располагать пункты наземных наблюдений следует вблизи хорошо опознающихся контуров: характерных изгибов русел рек, береговой линии и других ориентиров [8].

Затрудняет проведение совместного анализа отсутствие эталонных участков, расположенных в различных природных зонах. На них должен производиться широкий комплекс наземных наблю-

дений синхронно с авиационными и космическими съемками. В комплексе наземных наблюдений должны быть предусмотрены работы по измерению спектрально-яркостных характеристик природных образований в соответствии с их режимными измерениями.

Таким образом, совместный анализ материалов дистанционных и наземных наблюдений позволяет оценить динамику происходящих гидрологических процессов во времени на большом пространстве и использовать полученные данные в оперативной работе.

Серьезную проблему в отношении выбора опорной сети представляет собой параметризация гидрологических задач, на основе которой переменные свойства изображений и метеорологические данные были бы увязаны со стоковыми характеристиками гидрологического режима в единое целое [9].

Параметризация задач должна разрабатываться на основе накопления подробных сведений о состоянии геосистем, в том числе о гидрометеорологической обстановке, на определенных, характерных для крупных регионов участках (полигонах). В этом отношении полезно использовать сеть существующих воднобалансовых станций при установлении их репрезентативности и дополнительно выбрать несколько экспериментальных речных водосборов крупных и малых рек. Перечисленные вопросы по выбору опорной сети должны быть предметом научных исследований.

В связи с эффективностью совместного использования данных наземных наблюдений и аэрокосмических съемок необходимо рассмотреть требования к объему наблюдений, проводимых на действующей гидрометсети, привлекаемой к подспутниковым работам. Особое внимание должно быть уделено качеству наблюдений, поскольку каждая точка, где они проводятся, служит характеристикой для определенного участка водосбора. При гидрологической интерпретации снимков, как правило, оказывается недостаточным число действующих гидрометстанций и постов. Аэрокосмическая информация не заменяет данные действующей сети наблюдений, а базируется на них, и, чем больше наземных сведений, тем лучше результаты гидрологической интерпретации видеoinформации [10].

В свою очередь информация, получаемая в гидрологических подспутниковых экспериментах, также недостаточна при гидрологической интерпретации спутниковых данных. Исходя из вышеизложенного, требуется приведение к определенному стандарту комплекс измерений на выделенных гидрологических станциях и при проведении подспутниковых экспериментов.

Для этого к наблюдениям гидрологических станций предлагается добавить следующее:

1. Наблюдения за сроками вегетации и завядания естественного растительного покрова, поскольку для аэрокосмических данных имеют значения цветковые оттенки при анализе состояния поверхности водосборов. Сроки вегетации являются показателями

для периода, в течение которого происходят потери на испарение и транспирацию [3].

2. При наблюдениях за влажностью почвы отмечать состояние поверхности (влажная или сухая) не только в точке отбора проб, но и на окружающей территории [4].

3. Наблюдения за спектрально-яркостными характеристиками почвы, растительности, водной поверхности, снежного покрова, льда по единой методике в различных природных зонах страны. В дальнейшем при условии фотометричности видеоинформации измеренные яркостные характеристики будут служить эталонами для дешифрования [6].

4. В пределах расположения гидростворов на крупных реках необходимо провести топографо-геодезические работы с целью получения планово-высотных схем. Схемы требуются для характеристики объемов и глубин водных объектов при оценке площади их водного зеркала по аэрокосмическим съемкам [10]. При всех площадных определениях по космическим данным надо устранять искажения путем осуществления геометрической коррекции снимков.

5. Маршрутные снегосъемки проводить до полного схода снежного покрова. Согласно Наставлению, они прекращаются, когда снегом покрыто меньше половины видимой окрестности [8, 9].

В заключение следует отметить, что вопросы, поднимаемые в настоящей статье, требуют специального исследования, проводимого на базе информации, получаемой в процессе проведения гидрологических подспутниковых экспериментов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берестовский И. Ф. Методологические основы проведения подспутниковых экспериментов в интересах гидрометеорологии. — В кн.: Изучение природных ресурсов и окружающей среды космическими средствами. — Л.: Гидрометеиздат, 1984, с. 88—95.
2. Горелик И. С., Грин А. М., Цветков Д. Т. Аэрокосмические полигоны, задачи исследований и состав наземных наблюдений. — В кн.: Космические исследования земных ресурсов. — М.: Мысль, 1975, с. 333—347.
3. Калинин Г. П., Курилова Ю. В., Полосов П. А. Космические методы в гидрологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1977, с. 10.
4. Кондратьев К. Я., Григорьев А. А., Рабинович Ю. И., Шульгина Е. М. Метеорологическое зондирование подстилающей поверхности из космоса. — Л.: Гидрометеиздат, 1979, с.
5. Кондратьев К. Я. Итоги науки и техники. Серия «Метеорология и климатология», 1982, том 8, с. 234—235.
6. Куприянов В. В., Прокачева В. Г. Спутниковая информация в изучении вод суши. — Л.: Гидрометеиздат, 1976.
7. Куприянов В. В., Прокачева В. Г. Спутниковая информация в гидрологических исследованиях. Обзор. Обнинск, 1979.
8. Труды ГГИ, 1978, вып. 243.
9. Временные методические рекомендации по использованию спутниковой информации в оперативной практике. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 78 с.
10. Временные методические рекомендации по использованию спутниковой информации (оценка затоплений речных пойм). — Л.: Гидрометеиздат, 1982. — 48 с.

МЕЖСЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЗОНАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЩЕЙ ОБЛАЧНОСТИ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ (ПО ДАННЫМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ИСЗ)

В монографии автора и В. С. Фадеева [3] рассмотрено распределение многолетних характеристик общей облачности за зимний и летний сезоны, а в статье [2] приведены аналогичные данные за весну и осень. Все эти характеристики получены по ежедневным картам нефанализа за пятилетний период (1967—1971 гг.). На основе указанных материалов были построены карты межсезонных разностей среднего количества общей облачности и повторяемости каждой из трех градаций ее среднего количества ($<35\%$, $35-65\%$ и $>65\%$), с помощью которых получены рассматриваемые далее зональные (осредненные по широтным зонам) межсезонные разности характеристик общей облачности.

Таблица 1

Средняя по широтным зонам межсезонная разность среднего количества общей облачности над океанами (О), континентами (К) и планетарными поясами (П)

Широтная зона	Лето — весна			Осень — лето			Зима — осень			Весна — зима		
	О	К	П	О	К	П	О	К	П	О	К	П
60—70°	6,7	0,2	1,2	3,0	7,8	7,0	3,8	-4,0	-3,0	-13,5	-4,0	-5,1
50—60	5,4	1,0	2,1	-2,1	3,9	2,3	5,1	5,3	5,2	-8,4	-10,2	-9,6
40—50	3,6	-2,4	-0,4	-3,4	1,2	-0,3	4,9	14,3	11,3	-5,3	-13,1	-10,6
30—40	-5,6	-3,2	-4,1	3,1	-1,8	0,3	10,5	11,4	11,0	-8,0	-6,4	-7,0
20—30	0,4	3,3	1,8	-2,4	-3,4	-2,9	8,0	5,1	6,6	-6,0	-5,0	-5,5
10—20	10,8	15,9	12,6	-8,9	-6,4	-7,9	4,8	-9,0	-0,2	-6,7	-0,5	-4,5
0—10	9,7	7,9	9,0	-10,6	-6,1	-8,9	6,8	-10,6	2,5	-5,9	8,8	0,6
0—70	5,4	2,7	3,9	-5,4	-0,6	-2,8	6,7	2,9	4,6	-6,7	-5,0	-5,7

В табл. 1 приведены значения межсезонных разностей среднего количества общей облачности. Данные показывают, что от весны к лету в среднем по полушарию количество общей облачности увеличивается, причем наиболее значительно над океанами. Это может быть связано с возрастанием интенсивности испарения

с поверхности океана, имеющего летом более высокую температуру, чем весной. Характерно существенное уменьшение среднего количества общей облачности над океанами в широтной зоне 30—40°, тогда как над остальными десятиградусными широтными зонами облачность, наоборот, увеличивается. Это объясняется существенным возрастанием интенсивности океанических субтропических антициклонов от весны к лету, центральные части которых находятся в широтном поясе 30—40° с. ш. Так, в апреле центры азорского и тихоокеанского антициклонов очерчиваются изобарой 1020 гПа, а в июле — 1026 гПа [5]. При этом центры антициклонов смещаются к северу примерно на 5°, так что в июле они находятся в центральной части широтного пояса 30—40° с.ш. Кроме того, увеличение давления в центрах антициклонов от весны к лету приводит к возрастанию горизонтальных градиентов давления, а следовательно, и к усилению антициклонической циркуляции, что в свою очередь создает еще более неблагоприятные условия для облакообразования.

Таблица 2

Размеры площадей, занятых положительными межсезонными изменениями среднего количества общей облачности в различных широтных зонах над океанами (О), континентами (К) и планетарными поясами (П), %

Широтная зона	Лето — весна			Осень — лето			Зима — осень			Весна — зима		
	О	К	П	О	К	П	О	К	П	О	К	П
60—70°	100	68	72	100	90	92	100	38	47	0	19	17
50—60	100	78	84	42	79	68	100	87	90	0	0	0
40—50	55	51	52	35	59	51	100	100	100	0	0	0
30—40	25	52	41	63	47	54	100	100	100	0	18	10
20—30	66	65	66	53	22	47	91	66	79	3	22	12
10—20	98	86	93	26	6	19	41	15	29	5	54	23
0—10	94	88	92	0	5	2	54	23	42	22	54	31
0—70	77	68	73	33	48	41	72	65	68	11	32	19

Карты межсезонных разностей среднего количества общей облачности, по которым построена табл. 1, позволяют составить представление о соотношении площадей, на которых от сезона к сезону происходит возрастание или убывание среднего количества общей облачности. Такие сведения приведены в табл. 2. Из нее следует, что от весны к лету примерно на $\frac{3}{4}$ площади северного полушария происходит увеличение среднего количества общей облачности, причем увеличение над океанами происходит над относительно большей частью площади, чем над континентами. Изменения пло-

щадей, на которых от весны к лету возрастает среднее количество общей облачности, соответствуют аналогичным изменениям среднего количества общей облачности (см. табл. 1). Наибольшим значениям площадей, занятых положительными разностями среднего количества общей облачности, соответствуют наибольшие положительные межсезонные разности среднего количества общей облачности, а наименьшим значениям площадей — отрицательные межсезонные разности среднего количества общей облачности.

Изменения средних зональных значений среднего количества общей облачности от весны к лету (см. табл. 1) качественно хорошо согласуются с данными межсезонных изменений повторяемости градаций общей облачности (табл. 3—5). Действительно, например, как уже упоминалось, существенному уменьшению среднего количества общей облачности от весны к лету в широтной зоне 30—40° с.ш. соответствует значительное (в среднем до 9%) увеличение повторяемости первой облачной градации как над океанами, так и над континентами. Одновременно значительно, особенно над океанами, уменьшается повторяемость третьей облачной градации. Значительному увеличению среднего количества общей облачности в приэкваториальной зоне (0—20° с.ш.) соответствует увеличение повторяемости третьей облачной градации и уменьшение повторяемости первой.

Таблица 3

Средние по широтным зонам межсезонные разности повторяемости первой облачной градации над океанами (О), континентами (К) и планетарными поясами (П), %

Широтная зона	Лето — весна			Осень — лето			Зима — осень			Весна — зима		
	О	К	П	О	К	П	О	К	П	О	К	П
60—70°	—3,0	1,0	0,5	—2,0	—16,5	—14,5	—5,0	10,5	8,5	10,5	5,0	5,6
50—60	—1,6	—6,0	—4,9	—2,4	—4,9	—4,3	—2,0	—4,5	—3,9	6,0	15,4	13,1
40—50	1,8	2,7	2,4	—3,1	—1,7	—2,2	—2,8	—16,2	—10,2	4,1	15,2	10,0
30—40	9,7	8,3	8,8	—9,5	—5,8	—6,8	—3,6	—9,8	—7,5	3,4	6,8	5,5
20—30	6,0	—8,5	—1,1	—6,1	6,8	0,2	0,7	3,2	1,9	—0,6	—1,5	—1,0
10—20	—3,2	—21,1	—9,8	—1,8	11,7	6,3	5,7	20,3	3,0	—0,7	—10,9	—4,5
0—10	—3,8	—6,4	—4,8	—3,2	4,0	—0,1	9,9	14,0	10,9	—2,9	—11,6	—6,0
0—70	0,8	—3,6	—2,0	—4,2	—1,0	—2,0	3,2	1,2	1,6	0,2	3,4	2,4

Интересно, что в северной области увеличения среднего количества общей облачности (50—70° с.ш.) нет заметного увеличения повторяемости третьей облачной градации, но довольно значительно (по сравнению с другими широтными зонами) увеличи-

вается повторяемость второй градации. Этот факт можно объяснить тем, что данная область увеличения среднего количества общей облачности связана с интенсификацией здесь циклонической деятельности. Однако размеры полей облачности 8—10 баллов, характерные для циклонов, как показал А. М. Баранов [1], значительно убывают от зимы к лету. Так, по его данным, в северном полушарии повторяемость зон облачности 8—10 баллов с площадью менее 0,5 млн. км², составляющая в январе всего 8%, увеличивается в июле до 30%. Надо полагать, что облачные системы циклонов летом меньше, чем весной. Поэтому при осреднении по площади квадрата, размеры которого (555×555 км²) соизмеримы с размерами облачных систем циклонов, среднее по площади квадрата количество облаков летом чаще, чем весной, будет относиться ко второй облачной градации, чем к третьей.

Таблица 4

Средние по широтным зонам межсезонные разности повторяемости второй облачной градации над океанами (О), континентами (К) и планетарными поясами (П), %

Широтная зона	Лето — весна			Осень — лето			Зима — осень			Весна — зима		
	О	К	П	О	К	П	О	К	П	О	К	П
60—70°	4,0	6,5	6,4	—10,0	0,9	—0,9	2,0	0,6	0,9	4,0	—8,0	—6,5
50—60	—9,6	7,5	3,6	3,9	—9,7	—7,2	3,3	4,9	4,4	3,5	—2,7	—1,0
40—50	—10,2	7,2	2,3	22,4	—5,8	2,3	—9,3	—1,0	—5,5	—2,9	—0,4	0,9
30—40	3,7	—4,5	—1,3	1,5	7,1	4,9	—4,4	3,5	0,5	—0,8	—6,1	—4,1
20—30	—2,9	7,5	2,2	7,5	—7,6	0,1	—8,4	—2,7	—5,6	3,8	2,8	3,3
10—20	—2,6	10,1	2,0	3,6	—6,1	—3,0	—4,2	—14,1	—4,7	3,2	10,1	5,7
0—10	—9,3	6,2	—3,6	10,7	—9,2	2,6	—5,6	6,7	—0,3	4,2	—3,7	1,3
0—70	—4,8	5,6	1,3	7,2	—4,2	0,4	—5,0	—0,4	—1,9	2,6	—1,0	0,2

При переходе от лета к осени над океанами во всех широтных зонах, кроме 60—70° и 30—40° с.ш., межсезонные разности отрицательны и достигают максимального значения вблизи экватора. Это приводит к тому, что над океанами среднее количество облачности от лета к осени убывает более чем на 0,5 балла. Над континентами в высоких и умеренных широтах межсезонные разности положительны, а в более низких широтах — отрицательны. Поэтому в среднем для континентальной части северного полушария существенных межсезонных изменений среднего количества общей облачности от лета к осени не наблюдается.

Данные табл. 1 полностью согласуются с данными табл. 2: отрицательным значениям межсезонных разностей среднего количества общей облачности соответствуют меньшие (<50%) размеры площадей, занятых положительными изменениями среднего количества общей облачности от лета к осени. Таблица 2 позволяет сделать вывод о том, что от лета к осени на $\frac{2}{3}$ площади океанов происходит уменьшение среднего количества общей облачности, наиболее существенное к приэкваториальной зоне. Последнее связано со смещением к югу от лета к осени ВЗК над океанами и уменьшением в их области повторяемости характерных для них облачных систем [4]. Над континентами уменьшение среднего количества общей облачности происходит примерно на половине их площади и тоже преимущественно в приэкваториальной зоне.

Таблица 5

Средние по широтным зонам межсезонные разности повторяемости третьей облачной градации над океанами (О), континентами (К) и планетарными поясами (П), %

Широтная зона	Лето — весна			Осень — лето			Зима — осень			Весна — зима		
	О	К	П	О	К	П	О	К	П	О	К	П
60°—70°	—1,0	—7,5	—6,7	12,0	15,6	15,1	37	—11,1	—0,2	—14,0	3,0	0,8
50—60	11,2	—1,5	1,1	—1,5	14,6	11,5	—1,3	—0,4	—0,5	—9,5	—12,7	—12,1
40—50	8,6	—9,9	—4,7	—19,3	7,5	—0,1	11,9	1772	15,8	—1,2	—14,8	11,0
30—40	—13,4	—3,8	—7,5	8,0	—1,8	1,9	8,0	6,3	7,0	—2,6	—0,7	—1,4
20—30	—3,1	1,0	—1,1	—1,4	0,8	—0,3	7,7	—0,5	3,7	—3,2	—1,3	—2,3
10—20	5,8	11,0	7,8	—1,8	—5,6	—3,3	—1,5	—6,2	—3,3	—2,5	0,8	—1,2
0—10	13,1	0,2	8,4	—7,5	5,2	—2,5	—4,3	—20,7	—10,6	—1,3	15,3	4,7
0—70	4,0	—2,0	0,7	—3,0	5,2	1,6	1,8	—0,8	0,3	—2,8	—2,4	—2,6

Сравнение изменений от лета к осени среднего количества общей облачности (см. табл. 1) с изменениями повторяемости первой (табл. 3) и третьей (табл. 5) облачных градаций показывает, что увеличению среднего количества общей облачности соответствуют уменьшение повторяемости первой облачной градации и увеличение повторяемости третьей облачной градации.

От осени к зиме все межсезонные разности в десятиградусных широтных зонах над океанами положительны (см. табл. 1), а в целом над океанической поверхностью количество общей облачности увеличивается почти на 7%. Как следствие этого над большей частью площади океанов (72%) от осени к зиме наблюдается увеличение количества общей облачности (табл. 2).

Над континентальной частью полушария в десятиградусных широтных зонах, находящихся между 20° и 50° с.ш., количество общей облачности существенно увеличивается, а южнее значительно уменьшается. В общем над континентами от осени к зиме среднее количество общей облачности увеличивается примерно на 0,3 балла.

Как над океанами и континентами, так и в среднем по полушарию в десятиградусных широтных зонах, в пределах которых среднее количество общей облачности возрастает, наиболее значительно увеличивается повторяемость третьей облачной градации и уменьшается повторяемость первой облачной градации.

В целом по полушарию среднее количество общей облачности от осени к зиме увеличивается примерно на 0,5 балла, причем увеличение количества общей облачности происходит на $\frac{2}{3}$ площади полушария. Особенно значительно возрастает среднее количество общей облачности в широтной зоне $30-50^{\circ}$ с.ш. Здесь же наиболее существенно (до 16%) увеличивается повторяемость третьей облачной градации и значительно уменьшается повторяемость (до 10%) первой облачной градации.

Изменение среднего количества общей облачности от зимы к весне отличается от рассмотренных выше аналогичных межсезонных изменений явным преобладанием отрицательных разностей (см. табл. 1) над большей частью северного полушария. Особенно велико уменьшение среднего количества общей облачности от зимы к весне над океанами, что наблюдается во всех десятиградусных широтных зонах и на $\frac{9}{10}$ океанической акватории (см. табл. 2), и в среднем для всей океанической акватории составляет 0,7 балла. Значительно также уменьшение среднего количества общей облачности от зимы к весне над континентами. Севернее 40° с.ш. на всей континентальной части полушария среднее количество общей облачности от зимы к весне убывает в связи с общим ослаблением интенсивности циклонической деятельности в высоких и умеренных широтах.

В среднем $\frac{2}{3}$ площади всей континентальной части северного полушария и $\frac{4}{5}$ площади всей территории северного полушария заняты областями уменьшения среднего количества общей облачности от зимы к весне.

От зимы к весне в среднем по континентам количество общей облачности уменьшается на 0,5 балла. Однако это уменьшение неравномерно распределено по территории. Так, например, в широтной зоне $40-60^{\circ}$ с.ш. оно превышает 1 балл (см. табл. 1), а в высоких широтах и субтропиках оно примерно в два раза меньше. В среднем по полушарию уменьшение среднего количества общей облачности от зимы к лету достигает 0,6 балла и также максимально (до 1 балла) в широтной зоне $40-60^{\circ}$ с.ш.

В связи с повсеместным убыванием от зимы к весне среднего количества общей облачности над океанами во всех десятиградусных широтных зонах убывает повторяемость третьей облачной

градации (табл. 5), севернее 30° с.ш. возрастает повторяемость первой облачной градации (табл. 3), а южнее 30° с.ш. — второй облачной градации (табл. 4). Над континентами только в приэкваториальной зоне ($0-10^\circ$ с.ш.) существенно увеличивается повторяемость третьей облачной градации, а в остальных широтных зонах она, преимущественно, уменьшается или немного растёт (табл. 5).

В заключение подчеркнем, что сопоставление данных табл. 1 с данными табл. 3 и 5, показано наличие довольно тесных связей между средним количеством общей облачности и повторяемостью первой и третьей облачной градацией, что вероятно может быть использовано для косвенных определений одной из указанных характеристик по другой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов А. М. Облака и безопасность полетов. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 231 с.
2. Воробьев В. И. Распределение среднего количества общей облачности в северном полушарии в переходные сезоны (по данным метеорологических ИСЗ). — Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы». — Л.: изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 76—85. (ЛГМИ).
3. Воробьев В. И., Фадеев В. С. Характеристики облачного покрова северного полушария по данным метеорологических спутников. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 171 с.
4. Минина Л. С. Практика нефанализа. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 336 с.
5. Сохрина Р. Ф., Челпанова О. М., Шарова В. Я. Давление воздуха, температура воздуха и атмосферные осадки северного полушария. Атлас карт. — Л.: Гидрометеиздат, 1959. — 38 с.

УДК 551.501.4 : 551.507

А. Б. ДЕРЮГИН, А. Н. ДОБРОТВОРСКИЙ, С. Г. КЛЮЕВ (ЛГМИ)

УНИВЕРСАЛЬНЫЙ АЛГОРИТМ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ПРИВЯЗКИ ИНФОРМАЦИИ, ПОСТУПАЮЩЕЙ НА АВТОНОМНЫЕ ПУНКТЫ ПРИЕМА (АППИ)

Важное место в процессе приема и регистрации информации, поступающей с орбитальных метеорологических ИСЗ на АППИ, занимает географическая привязка снимков. Применительно к задачам синоптического анализа географическая привязка снимка заключается в нанесении на его информационное поле широтно-

долготной сетки координат. На практике для этого используются комплексы фотопалеток, при этом координатные сетки наносятся на снимок методом контактной фотопечати.

Такой способ привязки не всегда удовлетворяет потребителей, так как рассчитан на прием информации со стандартной структурой кадра и только в режиме непосредственной передачи, сложен для использования на мобильных, в том числе и судовых, АППИ. Имеющиеся на АППИ палетки морально стареют.

С внедрением в практику спутниковой метеорологии новых средств дистанционного зондирования структура кадра может измениться. Причем, в зависимости от сочетания работающих в данный момент измерительных приборов на борту ИСЗ, структура кадра может меняться и от сеанса к сеансу. В отдельных случаях возможна передача на АППИ накопленной ранее информации в режиме воспроизведения. В этом случае комплект фотопалеток становится непомерно большим и непригодным для оперативного использования. Для привязки информации в судовых условиях необходимо около ста палеток.

Моральное старение палеток происходит вследствие изменения орбитальных параметров ИСЗ. Например, при вводе в эксплуатацию системы «Метеор-2», применявшиеся ранее палетки оказались непригодными для использования.

Процесс географической привязки информации на АППИ может быть автоматизирован. В ряде зарубежных образцов АППИ в состав аппаратуры включены специализированные устройства электронной географической привязки [5]. Принцип нанесения координатной сетки на снимок заключается в замещении в информационный сигнал двуполярных импульсов с амплитудой, соответствующей минимальной и максимальной фотоплотности. Импульсы подаются в те моменты времени, когда значение координаты кратно выбранному шагу.

Построим алгоритм географической привязки информации, поступающей на АППИ, и рассмотрим возможность его аппаратной реализации. Потребуем, чтобы указанный алгоритм обладал свойством универсальности, т. е. был применим для любых типов круговых орбит, произвольной структуры кадра и обеспечивал расчет сетки координат как в северном, так и в южном полушариях. Примем допущения о сферичности Земли и отсутствии смещения по времени точек на строке сканирования друг относительно друга. При этом обеспечивается расчет сетки координат с достаточной для практики точностью [3].

Равномерное расположение точек на строке сканирования, для которых выполняется расчет географических координат, может быть задано временным интервалом t_{cj} относительно начала развертки. Каждому значению t_{cj} соответствуют геоцентрические углы δ_j .

Географическая широта B_j точки на строке может быть найдена по формуле (1), а долгота подспутниковой точки L_s — по формуле (2):

$$B_j = \arcsin [\cos \delta_j \sin (2\pi\tau) \sin N + \sin \delta_j \cos N], \quad (1)$$

$$L_s = L_0 + a - \Omega t, \quad (2)$$

где $\tau = t/T$; T — период обращения ИСЗ; t — время относительно начала витка; N — наклонение орбиты; B_s — широта подспутниковой точки ($B_j = B_s$ при $\delta_j = 0$); L_0 — долгота восходящего узла; Ω — угловая скорость вращения Земли.

Параметр a в формуле (2) является угловым приращением к долготы восходящего узла без учета вращения Земли и определяется следующим образом:

$$a = \begin{cases} \arccos \left[\frac{\cos (2\pi\tau)}{\cos B_s} \right] & \text{при } 0 \leq \tau \leq 0,5, \\ 2\pi - \arccos \left[\frac{\cos (2\pi\tau)}{\cos B_s} \right] & \text{при } 0,5 < \tau \leq 1. \end{cases} \quad (3)$$

Для расчета долготы L_j точки на строке необходимо воспользоваться соотношением

$$L_j = L_s - \varepsilon_i, \quad (4)$$

в котором параметр ε_i определяется следующим образом:

$$\varepsilon_i = \begin{cases} 0, & \text{если} \\ \pi, & \text{если} \end{cases} \left\{ \begin{array}{l} N < \frac{\pi}{2} \text{ и } \delta_j < \frac{\pi}{2} - N \text{ и } \tau = 0,25, \\ N < \frac{\pi}{2} \text{ и } \delta_j > N - \frac{\pi}{2} \text{ и } \tau = 0,75, \\ N > \frac{\pi}{2} \text{ и } \delta_j > \frac{\pi}{2} - N \text{ и } \tau = 0,25, \\ N > \frac{\pi}{2} \text{ и } \delta_j < N - \frac{\pi}{2} \text{ и } \tau = 0,75, \\ N < \frac{\pi}{2} \text{ и } \delta_j > \frac{\pi}{2} - N \text{ и } \tau = 0,25, \\ N < \frac{\pi}{2} \text{ и } \delta_j < N - \frac{\pi}{2} \text{ и } \tau = 0,75, \\ N > \frac{\pi}{2} \text{ и } \delta_j < \frac{\pi}{2} - N \text{ и } \tau = 0,25, \\ N > \frac{\pi}{2} \text{ и } \delta_j > N - \frac{\pi}{2} \text{ и } \tau = 0,75. \end{array} \right. \quad (5)$$

В табл. 1 приведены сочетания значений N , τ , δ , σ которым соответствуют параметры ε_2 , ε_3 , ε_4 .

Таблица 1

Параметр N	$N < \frac{\pi}{2}$				$N > \frac{\pi}{2}$			
Параметр τ	$\tau \in (0; 0,5)$		$\tau \in (0,5; 1)$		$\tau \in (0; 0,5)$		$\tau \in (0,5; 1)$	
	$\tau < 0,25$	$\tau > 0,25$	$\tau < 0,75$	$\tau > 0,75$	$\tau < 0,25$	$\tau > 0,25$	$\tau < 0,75$	$\tau > 0,75$
$\delta_j > \sigma_j$	ε_2	ε_3	ε_4	ε_4	ε_4	ε_4	ε_3	ε_2
$\delta_j < \sigma_j$	ε_4	ε_4	ε_2	ε_3	ε_3	ε_2	ε_4	ε_4

$$\begin{aligned}\varepsilon_2 &= \pi - \arcsin \left(\sin \delta_j \frac{\cos AV}{\cos B_j} \right), \\ \varepsilon_3 &= -\pi - \arcsin \left(\sin \delta_j \frac{\cos AV}{\cos B_j} \right), \\ \varepsilon_4 &= \arcsin \left(\sin \delta_j \frac{\cos AV}{\cos B_j} \right),\end{aligned}\quad (6)$$

где AV — азимут вектора скорости ИСЗ, рассчитываемый по формуле

$$AV = \begin{cases} \arcsin \left(\frac{\cos N}{\cos B_s} \right) & \text{при } 0,75 \leq \tau \leq 1 \text{ и } 0 \leq \tau \leq 0,25, \\ \pi - \arcsin \left(\frac{\cos N}{\cos B_s} \right) & \text{при } 0,25 < \tau < 0,75 \text{ и } N < \frac{\pi}{2}, \\ -\pi - \arcsin \left(\frac{\cos N}{\cos B_s} \right) & \text{при } 0,25 < \tau < 0,75 \text{ и } N > \frac{\pi}{2}, \end{cases} \quad (7)$$

а $\sigma_j = \arctg(\lg B_s \sin AV)^{-1}$ — геоцентрический угол, при котором $\varepsilon = \pi/2$.

Значения геоцентрических углов δ_j при равномерном сканировании по сфере определяются следующим образом:

$$\delta_j = \delta_{\min} + \frac{\delta_{\max} - \delta_{\min}}{n - 1} j, \quad (8)$$

где $j = 0, 1, 2, \dots, n$ — количество точек на строке.

Минимальные $\delta_{\min}$ и максимальные $\delta_{\max}$ значения углов могут быть найдены из соотношения

$$\delta = \arcsin \left[\frac{H+R}{R} \sin \beta \right] - \beta, \quad (9)$$

где β — минимальное или максимальное значение угла сканирования.

При равномерном сканировании по углу

$$\beta_j = \beta_{\min} + \frac{\beta_{\max} - \beta_{\min}}{n - 1} j, \quad (10)$$

значения δ_j рассчитываются по формуле (9).

Правило выбора знака угла сканирования и принятая в алгоритме система долгот показаны на рис. 1.

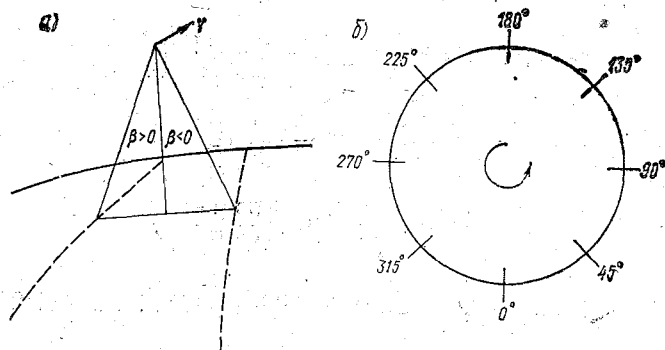


Рис. 1. Определение знака угла сканирования (а) и принятая система долгот (б)

На основе рассмотренного алгоритма разработана машинная программа географической привязки, которая используется для привязки снимков с ИСЗ системы «Метеор-2», NOAA и информации с произвольной структурой кадра.

Проанализируем возможности аппаратной реализации алгоритма. На практике принято использовать координатные сетки с шагом 5° . Исходя из этого и допуская, что оцифровка координатных линий не обязательна, в приведенных соотношениях можно отбросить слагаемые $\pm \pi$ и $\pm 2\pi$. Возможны и другие упрощения. Так, можно не принимать во внимание формулу (5), так как в ней предполагается строгое равенство параметра τ некоторым числовым значениям.

За время начала витка принимается время пересечения экватора на восходящем или нисходящем витках (с учетом пересчета наклона N). Выбирая, таким образом, в конкретной ситуации

точку отсчета времени t , можно ограничиться участком орбиты, где $0 \leq \tau \leq 0,75$. Перепишем формулу (4) в виде:

$$L_j = C \pm a^* \pm \varepsilon^*, \quad (11)$$

где $C = L_0 - \Omega t$; $a^* = \arccos \cos(2\pi\tau) / \cos B_s$, $\varepsilon^* = \arcsin (\sin \delta_j \cos AV / \cos B_j)$.

Выбор знаков в формуле (11) определяется комбинацией признаков, приведенных в табл. 2:

Таблица 2

Признак	τ_1	τ_2	τ_3	N_1	σ_1
Содержание признака...	$0 < \tau < 0,25$	$0,25 < \tau < 0,5$	$0,5 < \tau < 0,75$	$N < \pi/2$	$\delta_j > \sigma_j$

В табл. 3 показаны возможные комбинации A_i рассматриваемых признаков.

Таблица 3

A_1	$\tau_1 \wedge N_1 \wedge \sigma_1$	A_7	$\tau_2 \wedge \bar{N}_1 \wedge \sigma_1$
A_2	$\tau_1 \wedge N_1 \wedge \bar{\sigma}_1$	A_8	$\tau_2 \wedge \bar{N}_1 \wedge \bar{\sigma}_1$
A_3	$\tau_1 \wedge \bar{N}_1 \wedge \sigma_1$	A_9	$\tau_3 \wedge N_1 \wedge \sigma_1$
A_4	$\tau_1 \wedge \bar{N}_1 \wedge \bar{\sigma}_1$	A_{10}	$\tau_3 \wedge N_1 \wedge \bar{\sigma}_1$
A_5	$\tau_2 \wedge N_1 \wedge \sigma_1$	A_{11}	$\tau_3 \wedge \bar{N}_1 \wedge \sigma_1$
A_6	$\tau_2 \wedge N_1 \wedge \bar{\sigma}_1$	A_{12}	$\tau_3 \wedge \bar{N}_1 \wedge \bar{\sigma}_1$

Определим правила выбора знаков в формуле (11). Пусть знаку плюс перед параметром ε^* соответствует событие F_1 , а знаку плюс перед параметром a^* — событие F_2 .

Анализ алгоритма показывает, что событие F_1 наступает при следующих комбинациях A_i :

$$F_1 \Rightarrow (A_1 \vee A_4 \vee A_5 \vee A_8 \vee A_{10} \vee A_{11}). \quad (12)$$

После некоторых преобразований можно записать решающее правило выбора знака перед ε^* в виде

$$F_1 = N_1 \wedge (\bar{\tau}_2 \wedge \delta_1 \vee \tau_2 \wedge \bar{\delta}_1) \vee \bar{N}_1 \wedge (\bar{\tau}_2 \wedge \bar{\delta}_1 \vee \tau_2 \wedge \delta_1). \quad (13)$$

Аналогично можно показать, что

$$F_2 = \tau_3. \quad (14)$$

Полученные правила выбора знака легко реализуются на логических элементах цифровой техники. В устройстве электронной географической привязки, описанном в работе [5], формируется 512 точек на строке. На расчет координат каждой точки на строке

сканирования отводится 390 мкс (длительность строки 0,25 с, информационная часть строки около 0,2 с).

Перечень последовательных операций при использовании одного решающего модуля приведен в табл. 4.

Таблица 4

$R1$	t/T	$R16$	$\arcsin R15$
$R2$	$2\pi R1$	$R17$	$R6/R9$
$R3$	$\cos R2$	$R18$	$\arcsin R17$
$R4$	$\sin R2$	$R19$	$\cos R18$
$R5$	$\sin N$	$R20$	$\cos R16$
$R6$	$\cos N$	$R21$	$R19/R20$
$R7$	$R4 \cdot R5$	$R22$	$R21 \cdot R13$
$R8$	$\arcsin R7$	$R23$	$\arcsin R22$
$R9$	$\cos R8$	$R24$	Ωt
$R10$	$R3/R9$	$R25$	$L_0 - R24$
$R11$	$\arccos R10$	$R26$	$R25 \pm R11$
$R12$	$\cos \delta_j$	$R27$	$R26 \pm R23$
$R13$	$\sin \delta_j$	$R28$	$R9/R7$
$R14$	$R7 \cdot R12$	$R29$	$R28 \cdot R \cdot 17$
$R15$	$R13 + R14$	$R30$	$\arctg R29$

Алгоритм в решающем устройстве может быть выполнен за 1326 рабочих и примерно 2500 служебных тактов на одну точку, т. е. частота тактирования процессора должна быть около 20 МГц. Такое быстроедействие может быть реализовано на микропроцессорных комплектах, построенных на основе ЭСЛ-технологии [2], которые на сегодняшний день еще не нашли широкого применения. Комплекты на основе ТТЛШ-технологии допускают тактовую частоту до 10 МГц, т. е. расчет координат одной точки на строке должен быть выполнен менее чем за 1950 тактов. Поэтому процесс вычислений необходимо распараллелить. С этой целью в устройстве электронной географической привязки нужно иметь набор функциональных модулей, выполняющих различные арифметические и тригонометрические операции, в последовательности, показанной на рис. 2.

Функциональная схема устройства, обеспечивающая технологию вычислений, показана на рис. 3.

Аппаратура электронной географической привязки повышает оперативность и качество обработки информации, поступающей на АППИ.

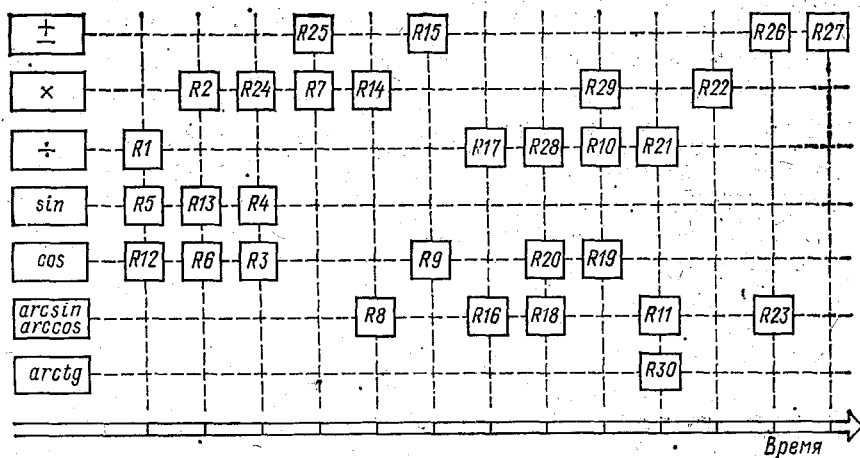


Рис. 2. Последовательность выполнения операций

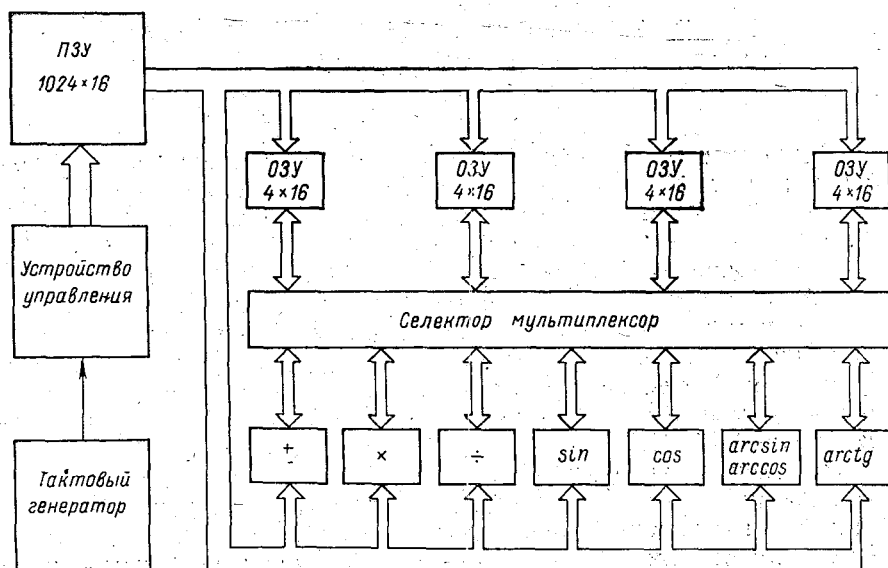


Рис. 3. Функциональная схема устройства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Клингман Э. Проектирование микропроцессорных систем. — М.: Мир, 1980. — 575 с.
2. Микропроцессорные комплекты интегральных схем. Состав и структура. Справочник. Под ред. А. А. Васенкова, В. А. Шахнова. — М.: Радио и связь, 1982. — 190 с.
3. Руководство по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды. Под ред. И. П. Ветлова, Н. Ф. Вельтищева. — Л.: Гидрометеониздат. 1982. — 298 с.
4. Специализированные ЦВМ. Под ред. В. Б. Смолова. — М.: Высшая школа, 1981. — 279 с.
5. Japan Radio Co., Ltd. Weather satellite receiving equipment: JAA-2N. Catalogue No. V3—55. — Tokyo, 1980. — 11 p.

УДК 551.501 : 629.783

В. Ф. ГОВЕРДОВСКИЙ (ЛГМИ)

ОПОЗНАВАНИЕ ОБЛАЧНОСТИ ПО СТАТИСТИЧЕСКИМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ ЕЕ СОБСТВЕННОГО ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ, ЗАРЕГИСТРИРОВАННОГО МСЗ

Методы математической статистики, применяемые для концентрированного описания эмпирических данных спутниковых наблюдений, не только облегчают задачу осмысливания физической сущности процессов теплового излучения, но и дают возможность классифицировать излучающие поверхности. Классификация естественных объектов по их собственному тепловому излучению, регистрируемому инфракрасной аппаратурой метеорологических спутников Земли (МСЗ) в участках спектра со слабым поглощением, в свою очередь позволяет осуществить практическую реализацию задачи автоматического опознавания вида излучающих поверхностей [5, 6].

В задаче опознавания по случайной реализации (или ансамблю реализаций) записи инфракрасных сигналов, зафиксированной от какой-то излучающей поверхности, требуется определить к какому из m классов (видов) естественных объектов используемой классификации относится исследуемая поверхность, т. е. требуется сделать выбор из m возможных гипотез. Факт установления (выбора) гипотезы определяют как принятие решения.

Допустим, что в принятой классификации естественных объектов вид излучающей поверхности можно отождествить со значе-

нием одной из составляющих вектора $\mathbf{X}$, которую обозначим X_0^s , где номер класса $S=1, \dots, m$. Характеристика естественного объекта по его собственному тепловому излучению в целом определяется n -мерным случайным вектором $\mathbf{X}$, каждая из составляющих которого распределена по нормальному закону, поэтому функция правдоподобия $f(\bar{\mathbf{X}}/X_0^s)$ является n -мерным гауссовым законом распределения [1, 4].

Если задаваться только нормальным законом распределения характеристики вида излучающей поверхности $f(X_0)$, то остается не выясненной связь между составляющими измеряемого случайного вектора и характеристикой поверхности X_0 . Поэтому при решении задачи опознавания вида излучающей поверхности необходимо рассматривать безусловный нормальный закон распределения $f(\mathbf{X}, X_0)$ с матрицей, элементы которой являются коэффициентами корреляции между составляющими n -мерного случайного вектора $\mathbf{X}$ и характеристикой вида излучающей поверхности X_0 .

Если принять, что составляющие n -мерного вектора $\mathbf{X}$ между собой не коррелированы, т. е. каждая из них коррелирована только с характеристикой вида излучающей поверхности, то задачу опознавания можно упростить, записав многомерную плотность вероятности $f(\mathbf{X}/X_0)$ как произведение условных плотностей по каждой переменной

$$f(\mathbf{X}/X_0) = f = (X_1/X_0)f(X_2/X_0) \dots f(X_n/X_0). \quad (1)$$

Такое допущение без потери общности решения значительно упрощает анализ, так как при наличии матрицы общего вида путем линейных преобразований можно перейти к новым переменным, для которых матрица примет стандартный вид [3], а определитель ее записать соотношением

$$|c| = \prod_{i=0}^n c_{ij} \left(1 - \sum_{j=1}^n r_{0j}^2\right), \quad (2)$$

где c_{ij} — элементы матрицы, а

$$r_{0j} = \frac{c_{0j}}{\sqrt{c_{00} c_{jj}}}. \quad (3)$$

Можно обозначить

$$1 - \sum_{j=1}^n r_{0j}^2 = 1 - nr^2, \quad (4)$$

где r — эквивалентный коэффициент корреляции, равный среднему квадратическому значению коэффициентов взаимной корреляции. Тогда выражение для логарифма отношения правдоподобия

бия при осуществлении выбора между двумя гипотезами приобретает вид [2]

$$\ln \Lambda_{kl} = \ln \frac{P_k}{P_l} + \sum_{i=1}^n \frac{r_{0i} U_i}{\sqrt{c_{ii}}} \frac{U_{0k} - U_{0l}}{\sqrt{c_{00}} (1 - r^2 n)} - \sum_{i=1}^n \frac{r_{0i}^2}{1 - r^2 n} \frac{U_{0k}^2 - U_{0l}^2}{2 c_{00}}. \quad (5)$$

Гипотеза о регистрации излучающей поверхности вида K по собственному тепловому излучению принимается, если

$$\ln \Lambda_{kl} = \ln \frac{P_k}{P_l} + \frac{X_{0k} - X_{0l}}{\sqrt{c_{00}} (1 - r^2 n)} \left[U - \frac{1}{2} r^2 n \frac{X_{0k} + X_{0l} - 2 X_{0cp}}{\sqrt{c_{00}}} \right] > 0, \quad (6)$$

при всех $l \neq k$, причем

$$U = \sum_{i=1}^n \frac{r_{0i} U_i}{\sqrt{c_{ii}}}, \quad (7)$$

а $U_i = X_i - X_{lcp}$ есть центрированный случайный вектор.

Решая неравенство (6) относительно U , получим выражение для границ гипотез в двумерном пространстве (r, U) :

$$U \leq - \ln \frac{P_k}{P_l} \cdot \frac{\sqrt{c_{00}} (1 - r^2 n)}{X_{0k} - X_{0l}} + \frac{1}{2} r^2 n \frac{X_{0k} + X_{0l} - 2 X_{0cp}}{\sqrt{c_{00}}}, \quad (8)$$

причем знак выражения зависит от знака разности $X_{0k} - X_{0l}$.

Правая часть неравенства (8) содержит все априорные данные задачи опознавания. Следовательно, границы гипотез могут быть определены заранее.

Таким образом, измерив каждую из составляющих n -мерного случайного вектора X , характеризующего опознаваемый естественный объект, и, располагая сведениями об априорных величинах корреляции этих составляющих с характеристикой вида излучающей поверхности X_0 , по формуле (7) рассчитывают экспериментальную величину $U_{\text{эксп}}$. По известным значениям эквивалентного коэффициента корреляции r и величины $U_{\text{эксп}}$ в двумерной плоскости (r, U) определяется наиболее вероятная гипотеза для исследуемых результатов измерений. Иначе говоря, результат эксперимента представляется некоторой точкой в n -мерном декартовом пространстве с координатами $(X_0, X_1, \dots, X_n)$.

Уравнения кривых максимальной вероятности любой гипотезы имеют вид

$$U_{\text{max}}^s = \frac{1}{2 \sqrt{c_{00}}} [(X_0^s)_{\text{max}} + (X_0^s)_{\text{min}} - 2 X_{0cp}], \quad (9)$$

а выражение максимальной вероятности как функции эквивалентного коэффициента корреляции

$$P_{\max}(X_0^s/X) = 2\Phi \left[\frac{\Delta X_0^s}{2\sqrt{c_{00}}(1-r^2n)} \right], \quad (10)$$

причем ΔX_0^s — интервал изменения характеристики X_0 в пределах S -го класса излучающей поверхности.

Из выражения (10) следует, что вероятность правильного решения задачи опознавания тем меньше, чем меньше эквивалентный коэффициент корреляции r . Экспериментально установлено, что влияние коэффициента корреляции r на вероятность правильного опознавания больше, чем числа n параметров случайного вектора X [6].

Анализ результатов исследований параметров сигналов спутниковой инфракрасной аппаратуры, регистрирующей собственное тепловое излучение естественных объектов, показал, что самой репрезентативной характеристикой вида излучающей поверхности оказалось среднее квадратическое отклонение сигналов σ_0 , которое и было принято за основной характеристический параметр X_0 [5].

Используя значение X_0 для каждого вида излучающей поверхности и априорные вероятности появления этих поверхностей в поле зрения инфракрасной аппаратуры, по соотношению (8) рассчитывают области существования многомерных векторов X , определяющих конкретный вид излучающей поверхности.

Расчеты границ гипотез проводились для всех возможных видов фона в ясную погоду (море, суша, снег, суша — море и т. п.), а также для облачности различного количества (НБЛ, ЗНЧ и С) на фоне моря и на фоне суши, причем распределение параметра X_0 принималось близким к нормальному (табл. 1).

Таблица 1

Параметры нормальных распределений характеристики для излучающих поверхностей различного вида

Вид излучающих поверхностей	Математическое ожидание $X_{0\text{ср}}$	Дисперсия $D_{X_0=c_{00}}$
Всевозможные виды фона	2,75	0,36
Облачность на фоне моря	5,79	1,85
Облачность на фоне суши	6,32	4,11

В качестве априорной вероятности для расчета границ гипотез по экспериментальным данным использовалась повторяемость конкретного вида излучающей поверхности, полученная в результате

обработки спутниковых наблюдений. Для описания вида излучающей поверхности использовался трехмерный вектор $\mathbf{X} = (X_0, X_1, X_2)$, одной из составляющих которого был характеристический параметр X_0 . В качестве двух других составляющих X_1 и X_2 этого вектора были взяты значения мгновенной частоты ρ_0 сигнала и коэффициента затухания корреляции $t_{r=0}$, математическое ожидание сигнала α и коэффициент вариации β в разном сочетании. Элементы корреляционной матрицы для составляющих вектора определялись в предположении, что законы распределения величин X_1 и X_2 во всех случаях можно принять за нормальные. Составляющие вектора, характеризующего вид фона, приведены в табл. 3 как пример одного из возможных сочетаний).

Таблица

Составляющие вектора, характеризующего вид фона

Вид фона	X_0	X_1		X_2	
		Математическое ожидание	Дисперсия	Математическое ожидание	Дисперсия
Море	1,67	24,32	1,16	0,381	0,024
Суша	2,33	24,38	0,72	0,339	0,016
Снег	3,71	22,75	3,75	0,373	0,017
Сочетание суша — море	3,29	22,94	5,30	0,406	0,007

Элементы корреляционных матриц и условные средние значения составляющих X_1 и X_2 вектора определялись по экспериментальным данным для всех рассматриваемых излучающих поверхностей и при различных сочетаниях составляющих характеристического вектора $\mathbf{X}$. Пример результатов таких расчетов приведен в табл. 3. Заметим, что все составляющие вектора $\mathbf{X}$ в исходном варианте зависят друг от друга. Поэтому в ходе вычислений путем линейных преобразований определенного вида [7] осуществлялся переход к новому случайному вектору, составляющие которого были некоррелированы друг с другом. (Элементы матриц векторов с некоррелированными составляющими обозначены штрихом). Максимальная вероятность опознавания излучающей поверхности $P_{\max}$ определялась с помощью эквивалентного коэффициента корреляции r по формуле (10).

Применение статистической теории решений для опознавания вида излучающей поверхности повышает вероятность опознавания по сравнению с априорной.

Эффективность изложенного метода опознавания проверялась знанием вида излучающих поверхностей по результатам независимых наблюдений с метеорологического ИСЗ и оценивалось отношением числа правильно опознанных поверхностей к общему числу рассмотренных случаев. Эффективность метода колеблется от 58% (небольшая слоисто-кучевая облачность над сушей) до 97% (небольшая кучевообразная облачность над морем).

Таблица 3

Результаты экспериментальных расчетов характеристик для излучающих поверхностей различного вида

Характеристика	Всевозможные виды фона	Облачность на фоне моря	Облачность на фоне суши
X_{1cp}	24,42	24,51	22,50
X_{2cp}	0,312	0,147	0,286
c_{01}	-0,032	-0,085	1,938
c_{02}	-0,027	-1,076	0,081
c_{11}	0,942	3,039	11,611
c_{12}	0,056	0,140	0,093
c_{22}	0,005	0,0634	0,002
c_{02}^*	-0,025	-1,072	0,065
c_{22}^*	0,002	0,628	0,0014
r	0,75	0,70	0,64
P_{max}	1,00	1,00	0,97

Таким образом, анализ структуры инфракрасных сигналов дает возможность производить уверенное опознавание облачности на фоне моря и суши, а также значительно повышает вероятность ее детекции на фоне подстилающей поверхности с аналогичными спектральными характеристиками, т. е. на фоне снега и льда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабаш Ю. Л. и др. Вопросы статистической теории распознавания. — М.: Сов. радио, 1967, 374 с.
- Вальд А. Последовательный анализ. — М.: Физматгиз, 1960. — 531 с.
- Гантмахер Ф. Р. Теория матриц. — М.: Наука, 1967. — 559 с.
- Горелик А. Л., Скрипкин В. А. Методы распознавания. — М.: Высшая школа, 1977. — 218 с.
- Герман М. А., Говердовский В. Ф. Некоторые вопросы автоматической обработки спутниковой инфракрасной информации. — В сб.: Авиационная и космическая метеорология. — Л.: изд. ЛПИ, 1977, вып. 64, с. 62—74.

6. Говердовский В. Ф. Статистический подход к решению проблемы автоматической обработки спутниковой инфракрасной информации для анализа и прогноза погоды. — В кн.: Применение статистических методов в метеорологии. Труды 2-го Всесоюзного симпозиума по применению статистических методов в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977 с. 72—77.
7. Пугачев В. С. Теория случайных функций и ее применение к задачам автоматического управления. — М.: Физматгиз, 1960. — 883 с.

УДК 551.576.4+551.509.314

А. М. БАРАНОВ, Л. П. ГЕТМАН (ОЛАГА)

СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ВИДИМОСТИ В ТУМАНЕ И СНЕГОПАДЕ В СЛОЖНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Видимость (дальность видимости), как максимальное расстояние, с которого видны и опознаются неосвещенные объекты (ориентиры) днем и световые ориентиры ночью, приобретает все большее значение в авиации. Для обеспечения безопасности полетов особенно нужны данные о видимости в сложных метеорологических условиях (СМУ), за которые в гражданской авиации принимаются условия при высоте нижней границы облаков 200 м и ниже и/или видимости 2000 м и менее.

Сведения о видимости при СМУ все более необходимы в связи с увеличением плотностей потоков самолетов, а также их технических возможностей (осуществление полетов при более низких значениях видимости).

Необходимы сведения не только о фактическом значении видимости, но и о ее прогнозе на различные сроки, в том числе на короткие интервалы времени. Очень нужны прогностические данные об изменчивости видимости за временные интервалы в несколько минут.

Среди метеорологических явлений, ухудшающих видимость, туман и снегопад занимают особое место. Например, в Киеве ухудшение видимости менее 100 м примерно в 90% случаев происходит из-за тумана (включая случаи, когда он наблюдается с морсью или дождем), в то время как при метели или снеге с туманом это бывает в 10% случаев. Такую же картину имеем и для Ленинграда. Здесь ухудшение видимости менее 1000 м зимой в 65% (летом более чем в 90%) вызвано туманом. Из-за снегопада зимой такое ухудшение видимости бывает в 22% случаев [2—5].

Прогнозирование видимости на короткие интервалы времени,числяемые минутами, с помощью синоптических методов обычно не дает желаемого результата, поскольку синоптическая обстановка за такое время существенно не изменяется. Изменение видимости в течение нескольких минут происходит преимущественно за счет случайных факторов, определяемых характером турбулентности, стратификации, кратковременных изменений локального лагосодержания воздуха и др.

К прогнозированию видимости можно применить статистический подход. Можно, например, составлять статистический прогноз на базе статистических связей, устанавливаемых между изменениями видимости в метеоявлении (тумане, снегопаде) и изменениями других метеоявлений и метеовеличин в один и тот же или в разные моменты или интервалы времени и выражать эти связи уравнениями регрессии (или графиками). Для прогнозирования видимости на короткие (минутные) интервалы времени такой подход недостаточно эффективен.

Практика показала, что статистический прогноз на короткое время целесообразнее составлять на основе выявления статистических характеристик изменчивости видимости. Такой подход использован, например, К. Г. Абрамович [1] для выявления вероятности пределов изменчивости высоты облаков в течение коротких интервалов времени.

Представляется, что в первом приближении статистический прогноз изменения видимости в метеоявлениях можно составить по данным обеспеченности соответствующих величин изменчивости видимости. Для этой цели авторы использовали инструментальные измерения видимости, проводившиеся с помощью РДВ. С лент самописцев прибора снимались значения видимости, наблюдавшиеся в тумане и снегопаде, через минутные интервалы времени и определялись ее изменения за интервалы времени, равные 1, 2, 3, 4 и 5 мин. По этим материалам были рассчитаны обеспеченности для их значений от 50 до 90% и построены соответствующие графики (пункты наблюдений выбраны в различных климатических районах — морских, континентальных), изменчивость получена для различных градаций видимости, предусмотренных минимумами ИКАО — 800 м, 800—400 м, менее 400 м.

На рис. 1 и 2 представлены полученные данные по изменчивости видимости в тумане и снегопаде в Мурманске и Днепротетровске в январе. Для каждого пункта число значений видимости в метеоявлениях, использованное при обработке, равнялось около 6 тыс (по 3 тыс. значений в тумане и снегопаде).

По данным рис. 1 и 2 можно судить о пределах разностей между значениями видимости через короткие временные интервалы и получить вероятность того, что через соответствующие (требующиеся) интервалы времени разности значений видимости не превысят какой-либо интересующей величины.

Из рисунков следует, что изменчивость видимости неодинаковая. Она зависит от метеоявления (в данном случае тумана, снегопада), пункта наблюдения и интервала времени. В снегопаде изменчивость видимости значительнее, чем в тумане. В континентальных районах (Днепропетровск) она меньше, чем в прибрежных (Мурманск).

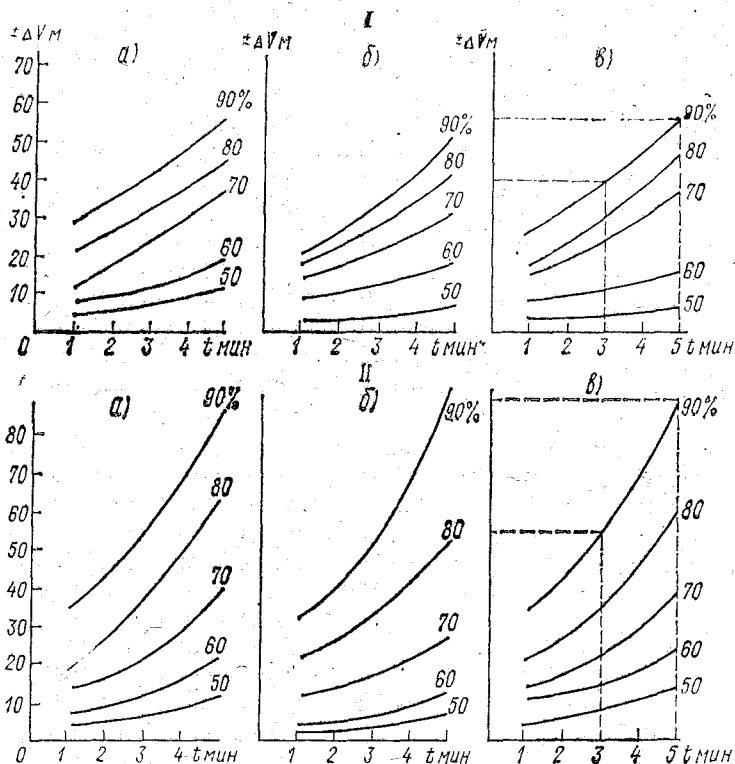


Рис. 1. Обеспеченность (%) предельных значений разностей двух наблюдений за дальностью видимости в зависимости от промежутка времени между ними. Мурманск (январь):

I — туман; II — снегопад; а — видимость менее 400 м; б — 400—800 м; в — 800 м.

Вместе с тем для обоих метеоявлений и обоих пунктов наблюдения и общая закономерность изменчивости видимости: ее увеличение со временем (в пределах от 1 до 5 мин). Характер кривых обеспеченности по внешнему виду одинаковый на том и другом рисунке.

Приведенные кривые обеспеченности можно использовать в качестве прогностических для изменчивости видимости в данных пунктах. Так, в Мурманске в тумане изменчивость видимости при ее значении 800 м с обеспеченностью 90% через 3 мин равна 40 м, а через 5 мин — 57 м; в снегопаде с данной обеспеченностью через названные интервалы времени изменчивость составляет 55 и 90 м соответственно.

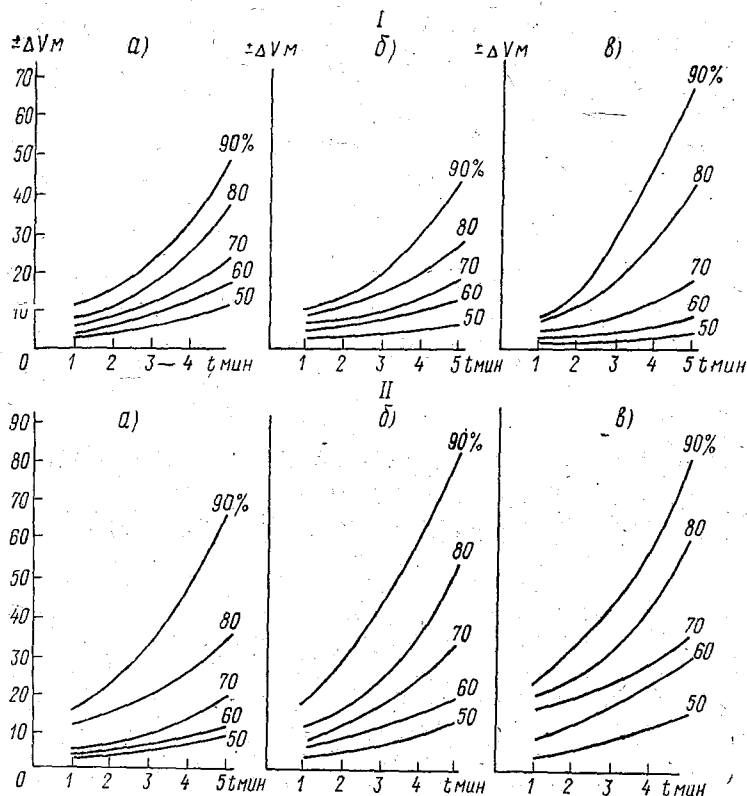


Рис. 2. Обеспеченность (%) предельных значений разностей двух наблюдений за дальностью видимости в зависимости от промежутка времени между ними. Днепропетровск (январь).
Условные обозначения см. рис. 1.

Такие кривые обеспеченности можно построить для любого пункта, где ведутся инструментальные измерения видимости, и использовать их для прогнозирования изменчивости видимости на короткие интервалы времени (в несколько минут).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович К. Г. Условия образования и прогноз низких облаков. — Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 78. — 124 с.
2. Баранов А. М., Аднашкин В. Н., Егорова Г. Д. Исследование ограничений видимости для обеспечения безопасности полетов воздушных судов гражданской авиации. — В сб.: Авиационная метеорология. — Л.: Изд. ОЛАГА, 1975, вып. 61, с. 7—10.
3. Баранов А. М., Хлынов С. В. Изменчивость дальности видимости за минутные интервалы времени. — В сб.: Основные вопросы метеообеспечения гражданской авиации. — Л.: Изд. ОЛАГА, 1982, с. 85—94.
4. Баранов А. М., Лоскутов В. В. Изменчивость высоты нижней границы и дальности видимости при сложных метеорологических условиях. — В сб.: Авиационная метеорология. — Л.: Изд. ОЛАГА, 1984.
5. Баранов А. М. Облака и безопасность полетов. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 232 с.
6. Наставление по метеорологическому обеспечению гражданской авиации (НМО ГА-82). — Л.: Гидрометеиздат, 1982. — 183 с.

УДК 551.551.5

П. Д. АСТАПЕНКО, Н. Г. НИКОЛАЕВА,
П. В. СИЛЬВЕСТРОВ (ОЛАГА)

ВЛИЯНИЕ СПУТНОГО СЛЕДА ЗА САМОЛЕТОМ НА ПОЛЕ ПРИЗЕМНОГО ВЕТРА И ЕГО УЧЕТ ПРИ МЕТЕООБЕСПЕЧЕНИИ ПОЛЕТОВ

Современные реактивные самолеты, особенно тяжелого типа, генерируют мощные спутные струи, действие которых распространяется на поле ветра во всем приземном слое на этапах взлета и посадки. Исследование безопасных интервалов следования самолетов показало, что протяженность энергозначимых зон может составлять, например, для самолета Ил-76 порядка 14—20 км, а ширина достигать 0,5—1,5 км. Период существования такого вихря определяется типом самолета, а также зависит от состояния атмосферы (уровня ее турбулентности) и скорости приземного ветра, его распределения по высоте. Его действие в системе «самолет — самолет» проявляется в течение 2 мин и более. Согласно [1, 2], оно сохраняется неизменным до момента «взрыва ядра», после чего вихрь быстро распадается и проявляется лишь в виде мелкомасштабной турбулентности.

Длительность существования спутных следов, порождаемая ими турбулентность при разрушении вихрей может влиять на показания датчиков скорости и направления ветра. Вопрос этот особенно актуален для датчиков ветра, расположенных в непосредственной близости к ВПП.

В общем случае, рассматривая проблему взаимодействия среднего ветра с ветром, на который воздействует спутный след, можно говорить о появлении некоторого сдвига ветра

$$\Delta v = \sqrt{u_1^2 + u_2^2 - 2u_1u_2 \cos \Delta \varphi},$$

где u_1 — ветер, не искаженный следом; u_2 — ветер, искаженный влиянием следа; $\Delta \varphi$ — угол между векторами ($\Delta \varphi = |\varphi_2 - \varphi_1|$).

Эта формула позволяет произвести оценку как изменения скорости ветра, так и его направления. Часто большие разности могут появляться только в результате изменения направления ветра.

Известно, что для оценки ветра в районе аэропорта производится осреднение за 2-минутный интервал наблюдений [3]. Выбранный период осреднения соизмерим со временем существования спутного следа. Воздействие последнего может проявляться в течение всего интервала наблюдений. Приращения в скорости и направлении ветра могут быть разных знаков. Для категорийных аэродромов, где взлет — посадка происходит с интервалом в 1 мин и менее, датчик последовательно будет находиться под влиянием нескольких спутных следов.

Для установления количественных критериев воздействия спутного следа на режим ветра в районе аэродрома в настоящей работе проведены исследования изменений средней скорости ветра за 2-минутный интервал на примере аэропорта Пулково. Выбирались периоды наблюдений при взлетах и посадках воздушных судов Ту-154, Ил-76, Ил-62 и Ил-86. Метеорологические условия в период 8-минутных серий наблюдений были неизменными. Схема расположения датчиков скорости ветра, а также средних точек отрыва для каждого типа воздушных судов представлена на рис. 1. Всего обработано 780 наблюдений.

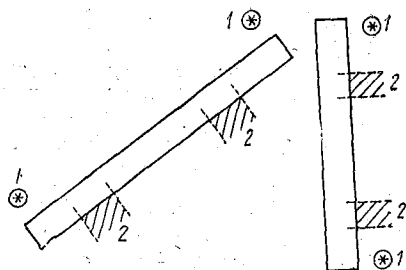


Рис. 1. Положение датчиков ветра по отношению к ВПП и среди зоны отрыва ВС при взлете:

1 — датчик ветра; 2 — зона отрыва.

Результаты расчетов, выполненных на ЭВМ, показывают, что воздействие спутного следа на показания датчиков происходит с некоторым запаздыванием по отношению ко времени взлета. Запаздывание в целом пропорционально расстоянию датчика от средней точки отрыва, скорости среднего ветра, а также типа самолета. Начало воздействия совпадает с усилением флуктуаций скорости ветра и направления (больше присущих среднему ветру). Характер изменения Δv внутри периода воздействия разный и зависит от стадии деградации спутного следа. До момента взрыва

или наступления периода синусоидальной неустойчивости [2] наблюдаются существенные изменения скорости ветра, а затем возникают флуктуации и направления ветра. Для самолета Ту-154 при средней скорости ветра до 5 м/с относительные изменения скорости ветра могут составить 2,5—3,1 м/с. Данные периода воздействия не коррелируются с флуктуациями, существующими до и после периода воздействия (рис. 2).

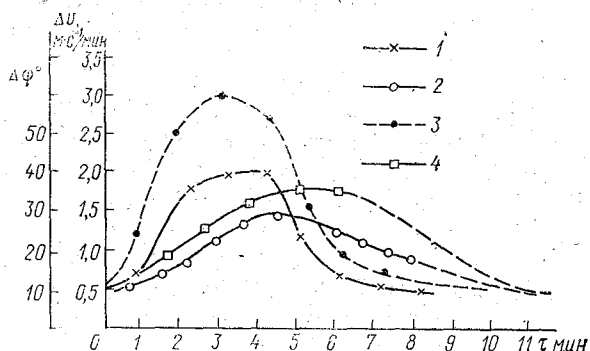


Рис. 2. Средние изменения скорости ветра на ближних к взлету датчиках:
Ту-154: 1 — скорость ветра; 2 — направление;
Ил-86: 3 — скорость ветра; 4 — направление.

При увеличении скоростей среднего ветра до 6 м/с и более воздействие спутного следа заметно меньше. Это характерно для всех типов самолетов. Такое положение, по-видимому, связано с относительно малой величиной энергии спутного следа, оказывающейся недостаточной для активного разрушения и преобразования поля сильного ветра. Скорость ветра 6 м/с является предельной, при которой необходимо учитывать воздействие следа (по крайней мере при 2-минутных наблюдениях).

Исследование пульсаций ветра при наличии спутного следа показывает, что спектр пульсаций быстро перемещается в сторону более высоких частот и при этом возрастает их амплитуда. Часто наблюдается сплошной спектр частот порядка 0,8—1 Гц (рис. 3). Изменчивость направлений ветра выражается в флуктуациях, которые увеличивают угол в среднем до 30—40°, что больше на 10—15° наблюдаемых флуктуаций в естественных условиях (см. рис. 2).

В условиях устойчивого состояния атмосферы период воздействия на датчики увеличивается. При наличии инверсий на высотах 200—300 м при слабых ветрах (менее 3 м/с) период воздействия может увеличиваться вдвое. Порождаемые вихри по

энергетической значимости больше, чем кинетическая энергия в слое воздействия. Показания датчика выглядят как данные о ветре переменных направлений. При этом могут возникать локальные сдвиги ветра взрывного характера, затрудняющие взлет и посадку воздушных судов. Наблюдались случаи длительного воздействия, когда поле ветра искажалось на период до 8 мин. Здесь, по видимому, сказывается и эффект внутреннего отражения спутного следа от нижней границы инверсии.

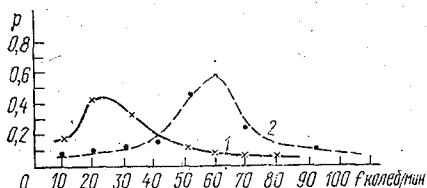


Рис. 3. Спектр скорости ветра до периода воздействия спутного следа и в период его воздействия.

Для случая устойчивого состояния атмосферы, воздействие спутного следа на ветер можно считать стационарным, а появляющуюся при его разложении турбулентность — подчиненной гауссовскому закону. Тогда изменение скорости ветра может быть описано следующим законом:

$$\Delta v = \frac{k \Delta v_0}{2 \sqrt{\pi} \sigma_x \sigma_y} l - \left(\frac{H}{2\sigma_x^2} + \frac{H}{2\sigma_y^2} \right) \alpha \cdot \sin \alpha$$

где α — длина линии воздействия; k — коэффициент, характеризующий воздействие (тип самолета); σ_x — среднеквадратическое отклонение скорости ветра по оси X (зависящее от скорости среднего ветра); σ_y — среднеквадратическое отклонение скорости ветра по оси Y (зависящее от скорости среднего ветра); H — высота установления датчика ветра; α — угол направления движения среднего ветра по отношению к ВПП.

Формула действительна для периода времени менее 8 мин и может быть использована для оценки изменений ветра.

Проведенные исследования показывают, что при спутном следе реальный ветер на ВПП может значительно отличаться от показаний, которые дают датчики ветра. Осредненные 2-минутные значения могут включать дополнительный ветер за счет спутного следа, особенно при ветрах менее 6 м/с. Из этого также следует, что по показаниям датчиков ветра можно проследить время наступления взрыва ядра спутного следа и, таким образом, более точно рекомендовать интервалы следования воздушных судов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кибардин Ю., Кисилев А. В. Физика спутного следа. — Авиация и космонавтика, 1978, № 5, с. 26—27.
2. Пуминова Г. С. Об определении поля скоростей в вихревом спутном следе самолета. — В кн.: Летная эксплуатация воздушных судов и безопасность полетов в гражданской авиации. Организация летной работы и управление. Эксплуатационная надежность. — Л.: Изд. ОЛАГА, 1978, с. 59—61.

УДК 551.509.313

Б. Д. ПАНИН, А. И. КОЛОБОВ (ЛГМИ)

ИССЛЕДОВАНИЕ МЕТОДОВ ИНТЕГРИРОВАНИЯ ПО ВРЕМЕНИ ПОЛНЫХ УРАВНЕНИЙ ДИНАМИКИ АТМОСФЕРЫ

Известно, что при численном интегрировании прогностических уравнений возникают ошибки, обусловленные конечноразностной аппроксимацией производных по пространству и времени. Причем ошибки, связанные с аппроксимацией производных по пространству, значительно больше ошибок, обусловленных конечноразностным представлением производных по времени [1]. Однако от способа конечноразностного представления производных и метода численного интегрирования по времени существенно зависят устойчивость и сходимость численного решения. Поэтому качество численных прогнозов в значительной мере определяется методом интегрирования по времени и этому вопросу следует уделять внимание при разработке численных моделей. Причем обоснованное решение в пользу того или иного метода интегрирования может быть принято только на основе численных экспериментов.

В настоящей статье приводятся результаты численных экспериментов на основе прогностической модели по полным уравнениям с использованием различных методов интегрирования по времени. Для проведения экспериментов использовался адиабатический вариант модели, описанный в работе [2]. Система уравнений модели записывается следующим образом:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = IV - m \left[\frac{\partial (Uu)}{\partial x} + \frac{\partial (Uv)}{\partial y} \right] - \frac{\partial (U\sigma)}{\partial \sigma} - m \left(gp_s \frac{\partial H}{\partial x} + RT \frac{\partial \ln p_s}{\partial x} \right) - p_s F_x + c_U m^2 \nabla^2 U, \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -lU - m \left[\frac{\partial (Vu)}{\partial x} + \frac{\partial (Vv)}{\partial y} \right] - \frac{\partial (V\dot{\sigma})}{\partial \sigma} - m \left(gp_s \frac{\partial H}{\partial y} + RT \frac{\partial \ln p_s}{\partial y} \right) - p_s F_y + c_v m^2 \nabla^2 V, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} = -m \left[\frac{\partial (\tilde{T}u)}{\partial x} + \frac{\partial (\tilde{T}v)}{\partial y} \right] - \frac{\partial (\tilde{T}\dot{\sigma})}{\partial \sigma} + \frac{\kappa-1}{\kappa} \frac{\tilde{T}\omega}{\sigma} + c_T m^2 \nabla^2 \tilde{T}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = -m \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) - p_s \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial H}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{g\sigma}, \quad (5)$$

$$\omega \equiv \frac{dp}{dt} = -m \int_0^\sigma \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) d\sigma, \quad (6)$$

$$\dot{\sigma} \equiv \frac{d\sigma}{dt} = -\frac{\sigma}{p_s} \frac{\partial p_s}{\partial t} + \frac{\omega}{p_s}. \quad (7)$$

Здесь $t, x, y, \sigma = p/p_s$ — независимые переменные (p — давление, p_s — приземное давление); $u, v, \dot{\sigma}$ — составляющие вектора скорости ветра; l — параметр Кориолиса; $U = p_s u$; $V = p_s v$; $\tilde{T} = p_s T$ (T — температура в кельвинах); H — геопотенциальная высота; m — параметр увеличения для карт стереографической проекции; R — удельная газовая постоянная сухого воздуха; F_x, F_y — члены, учитывающие трение; c_u, c_v, c_T — коэффициенты горизонтальной диффузии; g — ускорение свободного падения; $\kappa = c_p/c_v$ (c_v и c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном объеме и постоянном давлении соответственно); $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$ — оператор Лапласа.

Учет рельефа при расчете геопотенциальных высот производится по формуле, полученной из уравнения статики (5):

$$H = H_s + \frac{R}{g} \int_0^1 \frac{T}{\sigma} d\sigma, \quad (8)$$

где H_s — геопотенциальная высота рельефа.

Составляющие силы трения рассчитываются по Шуману [3]:

$$F_x = \frac{g \rho_c}{0,1 p_s} C_D (u^2 + v^2)^{1/2} u,$$

$$F_y = \frac{g \rho_c}{0,1 p_s} C_D (u^2 + v^2)^{1/2} v, \quad (9)$$

где ρ_c — стандартная плотность на уровне моря, C_D — коэффициент торможения по данным работы [4]. Составляющие силы трения F_x и F_y рассчитываются только для нижнего модельного уровня.

Область интегрирования представляет собой квадрат с центром в Северном полюсе и охватывает значительную часть полушария. Количество узлов 900 (30×30). Шаг сетки по горизонтали составляет около 430 км на широте 60° .

Модель имеет пять основных уровней ($\sigma=0,1; 0,3; 0,5; 0,7; 0,9$), где рассчитываются u, v, T, H, ω , и четыре промежуточных ($\sigma=0,2; 0,4; 0,6; 0,8$), где вычисляется $\dot{\sigma}$. На уровне $\sigma=1,0$ прогнозируется p_s .

Граничные условия по вертикали:

$$\dot{\sigma}=0 \text{ при } \sigma=0,0; 1,0;$$

$$u=v=0 \text{ при } \sigma=1,0. \quad (10)$$

На боковых границах ставятся условия типа «гладкой стенки».

Начальные условия задаются для $\tilde{T}, U, V, p_s$ на уровнях $\sigma = \text{const}$. Начальное поле температуры получается путем интерполяции средних значений температуры слоев между ближайшими изобарическими поверхностями на основные расчетные σ — уровни. Начальное поле ветра рассчитывается по геострофическим соотношениям на σ — поверхностях. Перечень исследованных методов интегрирования по времени и их свойства приведены в табл. 1.

В модели используются процедура сухоконвективного приспособления [5] и управляемое сглаживание по пространству с помощью двухмерного фильтра Шумана. Алгоритм применения сглаживания и конечноразностная аппроксимация уравнений по пространству описаны в работе [2].

Для подавления фиктивных решений в вариантах 1—3 (табл. 1) применялся временной фильтр Асселина [7]

$$\bar{A}(t) = A(t) + 0,1[A(t+\Delta t) - 2A(t) + A(t-\Delta t)],$$

где

$$A = \begin{pmatrix} u \\ v \\ p_s \\ T \end{pmatrix}.$$

Некоторые свойства исследуемых методов интегрирования по времени

Таблица 1

Вариант	Метод	Число уровней по времени	Порядок точности	Разностное уравнение	Тип	λ	Фиктивное решение	Фазовая скорость
1	Центральных разностей	3	2	$X^{n+1} = X^{n-1} + 2f^n \Delta t$	Я	1	Есть	Слабо завышена
2	Адамса — Бэшфорта	3	2	$X^{n+1} = X^n \left(\frac{3}{2} f^n - \frac{1}{2} f^{n-1} \right) \Delta t$	Я	$\left(1 + \frac{p^4}{2} + \dots \right)^{\frac{1}{2}}$	Подавляется	То же
3	Миякоды	4	2	$(\beta + \frac{1}{2}) X^{n+1} = 3\beta X^n + (\frac{1}{2} - 3\beta) X^{n-1} + \beta X^{n-2} + f^n \Delta t; \beta > 0$	Я	$(1 + \beta p^4 + \dots)^{\frac{1}{2}}$	„	„
4	Мацуно	2	1	$X_*^{n+1} = X^n + f^n \Delta t,$ $X^{n+1} = X^n + f_*^{n+1} \Delta t$	И	$(1 - p^2 + p^4)^{\frac{1}{2}}$	Отсутствует	Сильно завышена
5	Хойна	2	2	$X_*^{n+1} = X^n + f^n \Delta t,$ $X^{n+1} = X^{n+1/2} (f^n + f_*^{n+1}) \Delta t$	И	$\left(1 + \frac{p^4}{4} \right)^{\frac{1}{2}}$	„	Завышена
6	А) Янга	2	2	$X_*^{n+1} = X^n + f^n \frac{\Delta t}{2},$ $X_{**}^{n+1} = X^{n+1/2} (f^n + f_*^{n+1}) \Delta t,$ $X^{n+1} = X^n + f_{**}^{n+1} \Delta t$	И	$\left(1 + \frac{p^6}{64} \right)^{\frac{1}{2}}$	„	Занижена
7	В) Янга	2	2	$X_*^{n+1/2} = X^n + f^n \frac{\Delta t}{2},$ $X^{n+1} = X^n + f_*^{n+1/2} \Delta t.$	И	$\left(1 + \frac{p^4}{4} \right)^{\frac{1}{2}}$	„	Завышена
8	Эйлера неявный	2	1	$X^{n+1} = X^n + f^{n+1} \Delta t.$	НЯ	$(1 + p^2)^{-\frac{1}{2}}$	„	Занижена
9	Кранка — Николсона	2	2	$X^{n+1} = X^n + (f^n + f^{n+1}) \frac{\Delta t}{2}.$	НЯ	1	„	Слабо занижена

Примечание: X — прогнозируемая переменная; $\partial X / \partial t$ в момент времени n ; $p = \omega \Delta t$ (Δt — шаг по времени, ω — частота колебания; λ — коэффициент усиления периодического решения; $\beta = 0,0625$, Я — явный метод; И — итерационный; НЯ — неявный.

Согласование начальных полей осуществлялось методом динамической инициализации с использованием схемы интегрирования по времени Дзя [6].

Точность каждого из исследуемых методов интегрирования по времени оценивалась по результатам суточного прогноза приземного давления и геопотенциала. В качестве критериев оценки прогноза использовались относительная ошибка (ε), коэффициент корреляции между фактическими и прогностическими величинами (r), коэффициент совпадения фактических и прогностических тенденций по знаку (ρ).

Оценки результатов численных прогнозов приведены в табл. 2.

Таблица 2

Оценки суточного прогноза

№ п/п	Земля (p_s)			700 гПа			500 гПа			300 гПа		
	ε	r	ρ	ε	r	ρ	ε	r	ρ	ε	r	ρ
1	0,59	0,68	0,68	0,57	0,75	0,71	0,57	0,78	0,76	0,59	0,71	0,69
2	0,51	0,73	0,71	0,59	0,73	0,74	0,53	0,81	0,79	0,51	0,76	0,74
3	0,63	0,67	0,64	0,64	0,68	0,63	0,55	0,79	0,74	0,59	0,68	0,63
4	0,79	0,59	0,57	0,71	0,61	0,59	0,68	0,64	0,61	0,61	0,59	0,56
5	0,73	0,64	0,59	0,68	0,63	0,61	0,63	0,68	0,68	0,60	0,63	0,59
6	0,70	0,69	0,61	0,63	0,67	0,65	0,58	0,71	0,69	0,63	0,64	0,58
7	0,72	0,64	0,58	0,66	0,63	0,61	0,61	0,69	0,70	0,61	0,65	0,61
8	0,69	0,68	0,63	0,61	0,69	0,61	0,57	0,71	0,69	0,58	0,71	0,67
9	0,66	0,69	0,64	0,63	0,68	0,63	0,60	0,70	0,67	0,57	0,73	0,70

Примечание: В вариантах 1—7 шаг по времени $\Delta t=12$ мин., в вариантах 8,9 $\Delta t=30$ мин.

Анализ таблицы показывает, что все методы интегрирования по времени обеспечивают достаточно высокую точность суточных прогнозов ($\varepsilon=0,51-0,73$; $r=0,59-0,81$; $\rho=0,56-0,79$).

Наиболее высокая точность прогноза обеспечивается с помощью методов Адамса — Бэшфорта и центральных разностей, далее в порядке убывания точности следуют методы Миякоды, Кранка — Николсона, Эйлера (неявный), А) Янга, В) Янга, Хойна, Мацуно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Теоретические основы прогноза погоды на средние сроки. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979, 137 с.
2. Колобов А. И., Лантух В. П., Панин Б. Д. Численная схема прогноза погоды по полушарию с использованием полных уравнений. — ЦИВТИ МО, деп. № 7068, 1982. — с. 34.

3. Shuman F. G. Numerical methods in weather prediction: II Smoothing and filtering. — Mon. Wea. Rev., v. 85, N 11, 1957, pp. 357—361.
4. Cressman G. P. Improved terrain effects in barotropic forecasts. — Mon. Wea. Rev., v. 88, N 9—12, 1960, pp. 327—342.
5. Манабе С., Смогоринский Дж., Стриклер Р. Ф. Численное моделирование средней картины общей циркуляции с учетом процессов влагообмена. — В кн.: Теория климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1967, с. 185—229.
6. Dey C. H. Noise suppression in a primitive equation prediction model. — Mon. Wea. Rev., v. 106, N 2, 1978, pp. 159—173.
7. Asselin R. Frequency filter for time integration. — Mon. Wea. Rev., v. 100, 1972, pp. 487—490.

УДК 551.509.314+654.71.052

В. Д. ЕНИКЕЕВА (ЛГМИ)

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРОЯТНОСТИ ОПАСНЫХ ДЛЯ АВИАЦИИ АТМОСФЕРНЫХ ЯВЛЕНИЙ МЕТОДАМИ РАСПОЗНАВАНИЯ ОБРАЗОВ

Стремление к автоматизации сбора, обработки метеорологической информации, анализа и прогноза условий погоды для авиации является характерной тенденцией совершенствования метеорологического обеспечения полетов. Не останавливаясь на проблемах автоматизации сбора и первичной обработки наблюдений, отметим, что при анализе и прогнозе опасных для авиации явлений и условий погоды ведущую роль играют методы распознавания образов, позволяющие решать задачу выбора n информативных метеорологических величин (при прогнозе предикторов), образующих вектор «признаков» $X = (x_1, x_2, \dots, x_n)$, и задачу построения зависимости между вектором X и анализируемой (прогнозируемой) величиной

$$D(X) = \sum_{i=1}^n a_i x_i + a_0, \quad (1)$$

где a_i — определяемые при «обучении» коэффициенты.

В простейшем случае при альтернативном прогнозе принимается, что прогнозируется опасное для авиации явление (событие класса A_1), если $D(X) \geq 0$, и не прогнозируется опасное явление (событие класса A_2) при $D(X) < 0$. Функция $D(X)$ является дискриминантной функцией для двух классов A_1 и A_2 .

В вектор X могут входить не только измеряемые простые признаки, но и их комбинации (например, $x_j = x_i^2$, $i \neq j$). Тогда $D(X)$ относительно измеряемых метеорологических величин может быть и нелинейной функцией.

Вопросу статистически обоснованного выбора признака должно уделяться особое внимание: наиболее существенными (информативными) признаками являются те из них, которые позволяют с наименьшими ошибками отличить векторы, соответствующие опасным ситуациям, от остальных.

В качестве критерия информативности целесообразно использовать средний суммарный «потенциал» между $l \geq 2$ классами [3]

$$\Phi_{\text{МК}}(l) = \sum_{i=1}^l \sum_{j \neq i} \left[N_i N_j \sum_{r=1}^{N_i} \sum_{s=1}^{N_j} K(X_r, X_s) \right], \quad (2)$$

где $K(X_r, X_s)$ — потенциальная функция, убывающая с увеличением расстояния $\rho(X_r, X_s)$ между векторами X_r и X_s .

Чем меньше значение $\Phi_{\text{МК}}(l)$, тем лучше классы отделены друг от друга в пространстве признаков R^n .

Выбор признаков при минимизации величины $\Phi_{\text{МК}}(l)$ приводит к минимизации эмпирического среднего риска. Критерий $\min \Phi_{\text{МК}}(l)$ может быть успешно применен при построении оптимального описания метеорологических ситуаций, которое является основой для построения дискриминантной функции (1).

Для выбора наиболее информативных признаков применяется их «просеивание», причем оптимальное число признаков определяется размерностью вектора, при которой происходит «насыщение» использованного критерия информативности, когда добавление новых признаков не улучшает информативность набора. В окончательном наборе признаки располагаются в порядке убывания их влияния на информативность набора, т. е. достигается упорядочение признаков.

Отбор и упорядочение признаков по их информативности позволяют построить статистически обоснованное описание условий возникновения опасных для авиации метеорологических явлений, иными словами — физико-статистическую модель исследуемого явления.

Опыт применения дискриминантных функций показывает, что уравнение (1) приходится зачастую строить в некоторых ограничивающих условиях. Так, например, известно, что для прогноза грозы целесообразно учитывать время суток, т. е. в классе «гроза» вводить подклассы дневных, вечерних и ночных гроз с соответствующими векторами-предикторами. Выделение подклассов может быть осуществлено с помощью автоматической типизации векторов, относящихся к данному классу. Один из алгоритмов авто-

атической типизации рассмотрен в [2]. При его применении осуществляется разбиение архива векторов на заранее не заданное число классов (или подклассов). Важным требованием, предъявляемым к алгоритму автоматической типизации, является его способность к адаптации, т. е. к автоматическому изменению характеристик разбиения архива при поступлении не рассматривавшихся ранее, экстремальных значений вектора X . К числу таких характеристик разбиения относятся средние векторы подклассов и вероятности попадания векторов в подклассы, которые дают представление об априорных вероятностях $P(\Pi_{ih})$ подтипа $\Pi_{ih} \in A_i$.

Наибольшее распространение при решении задач альтернативного прогноза получил параметрический дискриминантный анализ [3, 5, 6]. Этот метод в случае, когда выполняется гипотеза о нормальном законе распределения метеорологических величин, позволяет определить коэффициенты в (1) и указать вероятность прогнозируемого явления погоды с учетом его природной повторяемости и отношения потерь из-за неправильного прогноза («пропуска» опасного явления и «ложной тревоги») [6].

Байесовский классификатор (правило принятия решения в зависимости от значения $D(X)$) основан на минимизации среднего риска принятия неправильного решения (т. е. минимизации математического ожидания потерь) [7]. Рассмотрим двумерную матрицу потерь q_{ij} , имеющих место при отнесении вектора X из класса A_j к классу A_i . Естественно предположить, что при правильной классификации потери отсутствуют: $q_{ij}=0$ при $i=j$. Тогда Байесовское решающее правило имеет вид: $X \in A_i$, если

$$\lambda_{ij}(X) = \frac{p(X/A_i)}{p(X/A_j)} \geq \frac{q_{ji}P(A_j)}{q_{ji}P(A_i)} = C \frac{P(A_j)}{P(A_i)} = \lambda_0. \quad (3)$$

Отсюда следует, что для байесовского классификатора требуется знание не самих потерь из-за неправильной классификации, их отношения $C=q_{ji}/q_{ij}$. Это отношение можно оценить по экономическим потерям вследствие нарушения безопасности и регулярности полетов по статистическим данным [4] или путем экспертных оценок.

Если потери вследствие неправильной классификации одинаковы, т. е. $q_{ij}=q_{ji}$ при $i \neq j$ и $C=1$, то средний риск принятия решения представляет собой вероятность ошибочного распознавания. Это приводит к дальнейшему упрощению байесовского решающего правила: вектор X относится к классу A_i , если

$$P(A_i)p(X/A_i) \geq P(A_j)p(X/A_j), \quad (4)$$

$$\text{или } p(A_i/X) \geq p(A_j/X). \quad (5)$$

Кроме параметрических методов, в метеорологических задачах находят применение и методы непараметрической оценки плот-

ности вероятности, не требующие выполнения каких-либо гипотез о законе распределения метеорологических величин — признаков. В зависимости от условий априорной неопределенности, от объема архива и от разделимости классов целесообразно применение того или иного метода, однако в целом их эффективность выше эффективности параметрического дискриминантного анализа.

Для оценки входящей в отношение правдоподобия апостериорной плотности вероятности $p(A_i/X)$ и построения на основе байесовского классификатора прогностической зависимости типа (1) может быть применен метод потенциальных функций [1].

Рассмотрим вектор архива X_r и потенциальную функцию $K(X, X_r)$, убывающую с увеличением расстояния между распознаваемым вектором X и вектором X_r со скоростью, которая определяется некоторой величиной α — значением параметра потенциальной функции. Наиболее часто применяются потенциальные функции двух видов:

$$K_1(X, X_r) = \frac{1}{1 + \alpha \rho^2(X, X_r)}$$

и

$$K_2(X, X_r) = e^{-\alpha \rho^2(X, X_r)}.$$

При конечном числе N_i векторов X_r в классе A_i апостериорная плотность вероятности $p(A_i/X)$ оценивается значением суммарного потенциала $\Phi_i(X)$, «наводимого» на векторе X векторами класса A_i :

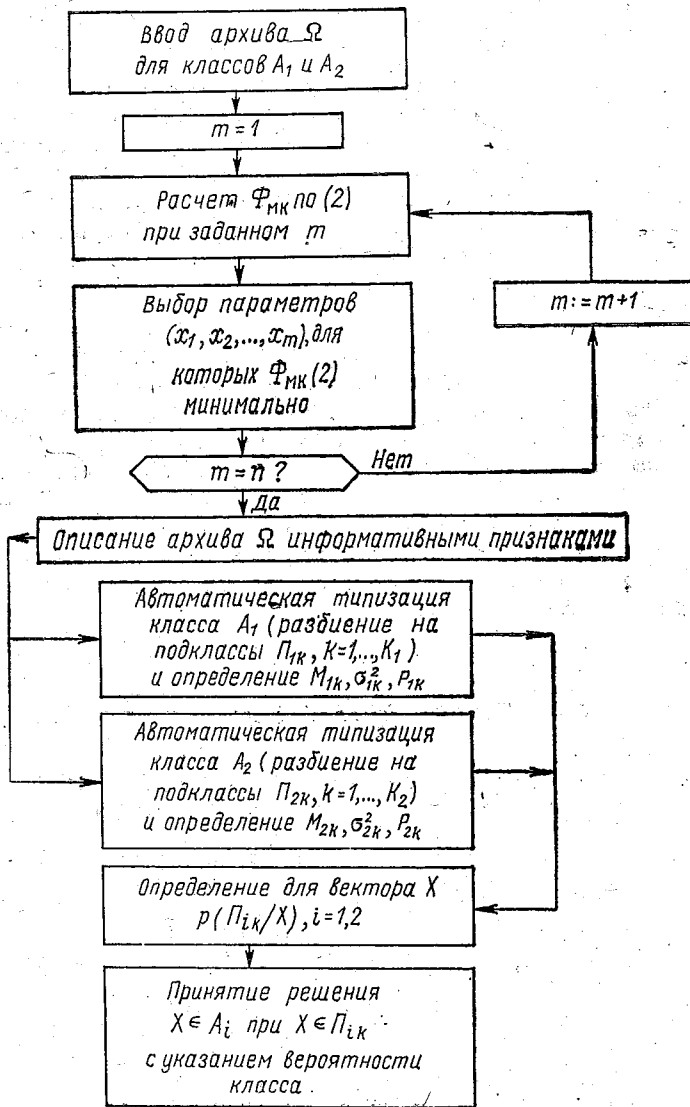
$$\Phi_i(X) = \frac{1}{N_i} \sum_{r=1}^{N_i} K(X, X_r). \quad (6)$$

Тогда правило Байеса (5) принимает удобный для расчетов вид:

$$X \in A_i, \text{ если } \Phi_i(X) = \max_{j=1, \dots, l} \Phi_j(X). \quad (7)$$

Использование рекуррентной процедуры метода потенциальных функций [1] позволяет проводить адаптацию алгоритма при расширении архивных данных, а также оценивать в оперативном режиме вероятность как классов, так и подклассов, т. е. давать прогноз в вероятностной форме. Именно эта форма представления прогностической информации является основой для разработки оптимальной стратегии использования метеорологической информации для обеспечения полетов [4, 6].

Параметр потенциальной функции α позволяет более корректно аппроксимировать апостериорную плотность вероятности. Очевидно, что чем меньше параметр α , тем больше векторов архива вносят свой вклад в значение суммарного потенциала $\Phi_i(X)$. Поэтому при обучении классификатора целесообразно определить оптимальное значение α , обеспечивающее минимум ошибок классификации архива. При изменении α проводится классификация архива и сравниваются ошибки распознавания. В качестве на-



Блок-схема алгоритма определения вероятности классов для анализируемого вектора X .

чального значения α_0 берется значение, близкое к оптимальному: $\alpha_0^{(1)} = (M - 1)/D^2$ для потенциальной функции вида $K_1(X, X_r)$ и $\alpha_0^{(2)} = \ln M/D^2$ для потенциальной функции вида $K_2(X, X_r)$. Здесь M — максимальное число векторов в классе, D — минимальное расстояние между векторами разных классов.

На рисунке представлена блок-схема алгоритма определения вероятности класса A_i при рассмотрении вектора X (апостериорная вероятность). Первые семь блоков реализуют «просеивание» признаков по критерию Φ_{mk} (2). После проведения автоматической типизации в классах A_1 и A_2 и определения средних векторов M_{ik} , дисперсий σ_{ik}^2 и вероятностей подклассов D_{ik} осуществляется расчет оценок апостериорных вероятностей подклассов $p(\Pi_{ik}/X)$, на основании которых строится оптимальная стратегия принятия решения.

Апробирование указанного алгоритма при типизации полей приземного давления с целью прогноза сильных сдвигов ветра в районе Ленинграда показало целесообразность использования такого подхода к разработке вероятностных прогнозов. Применение метода потенциальных функций в рамках предложенной схемы для типизации и прогноза метеорологических ситуаций, связанных с образованием других опасных для авиации атмосферных явлений, позволит уточнить адаптивные возможности прогностической схемы и сделать новый шаг в автоматизации метеорологического обеспечения полетов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзерман М. А., Браверман Э. М., Розноэр Л. И. Метод потенциальных функций в теории обучения машин. — М.: Наука, 1970. — 348 с.
2. Еникеева В. Д. О типизации метеорологических ситуаций применительно к прогнозу сильных сдвигов ветра в нижнем слое атмосферы. — В сб.: Вопросы анализа и прогноза погоды. — Л.: Изд. ЛПИ, 1983, вып. 82.
3. Еникеева В. Д., Солонин С. В. Применение теории распознавания образов при решении задач авиационной метеорологии. — Л.: Изд. ЛПИ, 1979. — 68 с. (ЛГМИ).
4. Жуковский Е. Е. Метеорологическая информация и экономические решения. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 303 с.
5. Клибадзе А. В., Песков Б. Е. Исследование условий развития вечерних и дневных продолжительных гроз в Московской области с помощью дискриминантного анализа. — Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 149, с. 69—84.
6. Рубинштейн М. В. Об использовании вероятностных прогнозов метеорологических условий для посадки воздушных судов. — Метеорология и гидрология, 1982, № 6, с. 27—33.
7. Ту Дж., Гонсалес Р. Принципы распознавания образов. — М.: Мир, 1978. — 411 с.

УЧЕТ РЕЖИМА СЛОЖНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В АСУ СОСТАВЛЕНИЯ АВИАРАСПИСАНИЯ

Постоянное совершенствование форм и методов учета влияния состояния атмосферы на полет самолета является одним из основных условий успешного решения ряда важных проблем безопасности, регулярности и экономической эффективности полетов воздушных судов (ВС).

Исследования последних лет показали, что при составлении авиарасписания целесообразен учет режимных (климатических) характеристик атмосферы, в том числе сложных метеоусловий (СМУ) в аэропортах. Обоснованное представление режима сложных условий на период действия расписания и его автоматизированный учет в АСУ позволяют осуществить приемлемую корректировку исходного (базового) расписания путем автоматизации выбора времени выполнения отдельных рейсов. Есть основания полагать, что предпринимаемые в этом направлении усилия будут способствовать повышению качества расписания, сокращению числа его нарушений, связанных с ограничениями по метеоусловиям в аэропортах. Из всего разнообразия СМУ, наблюдающихся в аэропорту, в первую очередь были рассмотрены минимумы погоды по комплексу облачность — видимость (высота нижней границы облачности — горизонтальная дальность видимости). Анализ показал, что указанные характеристики накладывают наиболее существенные ограничения на условия взлета и посадки в аэропортах ВС.

Остановимся на некоторых общих особенностях учета режима СМУ при планировании полетов. Расписание движения самолетов является одним из основных документов, регламентирующих деятельность гражданской авиации, в котором увязаны в единый комплекс все рейсы с учетом ограничений по аэродромной сети, самолетному парку, условиям безопасности и регулярности, по коммерческим требованиям и т. д. Составление его представляет сложную многопараметрическую задачу. Временные параметры, характеризующие рейс, переменны и изменяются в процессе составления расписания в зависимости от целей и специфики последовательно решаемых задач. Первостепенное внимание при этом уделяется соблюдению допуска на временной сдвиг рейса, учитывающего время технического и эксплуатационного обслуживания в аэропортах, коммерчески выгодное время отправления самолета, стыковку авиарасписания с расписаниями движения других видов транспорта. К приведенному перечню параметров впервые под-

ключены ограничения по режиму комплекса СМУ. Основные требования к методу учета режима СМУ сводятся к следующему. Необходим метод, отвечающий основным целям деятельности гражданской авиации. Он должен: учитывать ее экономику и характеристики режима СМУ при варьировании в допустимых пределах отдельными рейсами; обеспечивать возможность выявления связей режима СМУ с другими параметрами; ориентироваться на действующие нормативные и регламентирующие документы, которыми определяются уровни регулярности и безопасности, порядок принятия решения на вылет, взлетно-посадочные минимумы, сроки действия расписания, различные стоимостные характеристики и эквиваленты в зависимости от протяженности трассы, типа ВС [1, 2]; увязывать в едином функционале качества метеорологические и неметеорологические факторы на основе их обоснованного комплексирования в критерии оценки планируемого эффекта корректировки авиарасписания.

Обязательным должен быть учет в функционале качества требований безопасности, регулярности и экономичности полетов. Сложности практической реализации потребовали введения ряда допущений, не нарушающих, однако, общей стратегии и структуры решаемой задачи.

Учет режима СМУ при выполнении расписания осуществляется лишь качественно — путем введения ограничений в аэропортах в форме взлетно-посадочных минимумов. Попытка количественного учета режима СМУ при автоматизированном выборе времени начала рейса осуществляется впервые.

Решаемая задача может быть отнесена к классу задач по выработке оптимального хозяйственного решения, основанного на использовании режимной метеоинформации [3].

Предложенная модель учета режима СМУ основана на выделении его в отдельный блок, в котором производится в допустимых пределах перестройка базового авиарасписания, составленного с учетом всех привлекаемых параметров, кроме режима СМУ. Перестройка предполагает наличие упорядоченной по приоритету структуры рейсов — системы базовых контуров (БК). По форме реализации модель является вероятностной и дискретной. Исходной информацией служат многолетние данные о суточном ходе повторяемости СМУ в аэропортах, рассчитанные по ежечасным наблюдениям. К настоящему времени информация собрана для 160 аэропортов. Основой корректировки базового расписания является предложенный функционал качества, путем оптимизации которого и производится уточнение времени выполнения рейсов.

Функционал качества представляет собой зависимость

$$\Phi(t) = D(t^*) - D(t_0) - \Pi(g_w, \Delta t), \quad (1)$$

где: $D(t^*)$ и $D(t_0)$ — соответственно доходы от рейса, выполненного после сдвига в базовом расписании и до него; $\Pi(g_w, \Delta t)$ —

функция потерь в результате сдвига расписания на величину $\Delta t = t^* - t_6$ по учитываемым в нем другим параметрам g_w .

Размер дохода от выполненного рейса определяется выражением:

$$D(t) = \alpha(t) P_{\Pi}(t) - \beta(t) P_{\Pi P}(t) - \gamma(t) P_3(t) - \varphi(t) P_{\text{л.п}}(t), \quad (2)$$

где $\alpha(t)$ — фактический доход от одного выполненного рейса; $\beta(t)$ — эквивалент потери от прерывания рейса; $\gamma(t)$ — эквивалент потери от задержки рейса; $\varphi(t)$ — эквивалент потери от летного происшествия; $P_{\Pi}(t)$ — вероятность успешного выполнения рейса; $P_{\Pi P}(t)$ — вероятность прерванного рейса; $P_3(t)$ — вероятность задержки полета; $P_{\text{л.п}}(t)$ — вероятность летного происшествия по причине СМУ.

Величина дохода является функцией вероятностных характеристик полета, а также стоимостных эквивалентов. В функционале качества оказываются учтенными все три показателя: регулярность, безопасность и экономика рейса.

Расчет вероятностных характеристик производился для двух градаций продолжительности полета ($t \leq 5$ ч, $t > 5$ ч), предусмотренных в нормативных материалах [2]. Предполагается, что при принятии решения на вылет запасные аэродромы имеются в необходимом количестве. Допускалось также, что при большом периоде осреднения исходных данных о режиме СМУ в аэропорту (до 10 лет) закон распределения погрешностей близок к нормальному.

Вероятностные характеристики полета рассчитывались как функции повторяемости СМУ в аэропорту по следующим формулам.

а) При полетном времени $t \leq 5$ ч.

Вероятность задержки рейса

$$P_3(t) = \alpha^+(t_{\text{в}}) (1 - R_1^+) + \alpha^-(t_{\text{в}}) + \alpha^+(t_{\text{в}}) R_1^- P_1, \quad (3)$$

где $\alpha^+(t_{\text{в}})$ и $\alpha^-(t_{\text{в}})$ — частоты (статистические вероятности) благоприятного и неблагоприятного прогноза соответственно; R_1^+ и R_1^- — оправдываемость прогноза в аэропорту отправления в момент вылета; P_1 — вероятность невозможности вылета по СМУ в аэропорту назначения.

Если предположить, что математическое ожидание наблюдения комплекса СМУ в аэропорту может быть аппроксимировано его климатической повторяемостью, а частота прогноза взлетного минимума совпадает с повторяемостью СМУ, что допустимо при высокой обеспеченности прогноза, то вместо (3) может быть использована приближенная формула

$$P_3(t) = S_{\text{в}}(t_{\text{в}}) + [1 - S_{\text{в}}(t_{\text{в}})], \quad (4)$$

где $S_{\text{в}}(t_{\text{в}})$ — повторяемость СМУ в аэропорту отправления, определенная в момент вылета.

Вероятность прерывания рейса равна:

$$P_{\text{пр}}(t) = [1 - P_s(t)] P_2, \quad (5)$$

где P_2 — вероятность невозможности посадки в аэропорту назначения при условии вылета самолета.

В свою очередь, для определения вероятностей P_1 и P_2 можно воспользоваться следующими зависимостями:

$$P_1 = S_v(t_v) \beta^-(t_n), \quad (6)$$

$$P_2 = \beta^+(t_n) [1 - R_2^+] + [1 - S_n(t_v)] \beta^-(t_n) R_2^-, \quad (7)$$

где $S_n(t_v)$ — повторяемость комплекса СМУ, соответствующего посадочному минимуму в аэропорту назначения в момент вылета; $\beta^+(t_n)$ и $\beta^-(t_n)$ — частоты благоприятного и неблагоприятного прогноза; R_2^+ и R_2^- — оправдываемость прогноза в аэропорту назначения в момент посадки.

Считая

$$\beta^+(t_n) + \beta^-(t_n) = 1, \quad (8)$$

а сами частоты совпадающими с повторяемостью событий, получим:

$$\beta^+(t_n) = 1 - S_n(t_n), \quad \beta^-(t_n) = S_n(t_n). \quad (9)$$

В этом случае формулы (6) и (7) могут быть представлены в виде

$$P_1 = S_v(t_v) S_n(t_n), \quad (10)$$

$$P_2 = [1 - S_n(t_n)] [1 - R_2^+] + [1 - S_n(t_v)] S_n(t_n) R_2^-, \quad (11)$$

где $S_n(t_n)$ — повторяемость СМУ в аэропорту назначения в момент посадки.

Если считать P_2 средней взвешенной величиной при нормальном законе распределения, то по аналогии с (4) можно получить

$$P_2 = S_n(t_n) \{1 - S_n(t_v) [1 + S_n(t_n)] / 2\}. \quad (12)$$

б) При полетном времени $t > 5$ ч. Вероятности задержки и прерывания рейса определяются по формулам:

$$P_s(t) = S_v(t_v), \quad (13)$$

$$P_{\text{пр}}(t) = P_v(t_v) S_n(t_n). \quad (14)$$

Задержка вылета и вылет являются событиями, образующими полную группу, а потому

$$P_v(t) = 1 - P_s(t). \quad (15)$$

После подстановки (15) в формулу (14) получим

$$P_{\text{пр}}(t) = [1 - S_v(t_v)] S_n(t_n). \quad (16)$$

Очевидно, что вероятность благополучного завершения полета будет равна:

$$P_{\Pi}(t) = 1 - P_s(t) - P_{\text{пр}}(t). \quad (17)$$

Особо скажем об учете безопасности полета. Опасность при завершении полета в рассматриваемом контексте может возникнуть лишь в ситуации прерванного рейса, когда погодные условия в аэропорту назначения оказываются за пределами минимума. В этом случае самолет либо возвращается, либо направляется на запасной аэродром. При этом вероятность летного происшествия может быть оценена через вероятность прерванного рейса путем введения соответствующего коэффициента:

$$P_{\text{л. п}}(t) = \xi P_{\text{пр}}(t). \quad (18)$$

В количественной оценке коэффициента ξ нет необходимости, поскольку в функционале качества нас интересует лишь разность вероятностей летных происшествий при полетах по расчетному и базовому расписаниям, равная

$$P_{\text{л. п}}(t^*) - P_{\text{л. п}}(t_0) = P_{\text{л. п}}(t_0) \left[\frac{P_{\text{пр}}(t^*)}{P_{\text{пр}}(t_0)} - 1 \right]. \quad (19)$$

Вероятность летного происшествия по причине СМУ при полете по базовому расписанию определяется по данным статистики на трассе.

Расчет искомого сдвига времени начала рейса производится путем определения времени вылета, для которого функционал качества оптимален. При этом обязательно учитываются требования по уровням безопасности и регулярности. Эти требования могут быть представлены неравенствами:

$$\begin{aligned} B(t^*) &\geq \xi B(t_0), \\ R(t^*) &\geq \eta R(t_0), \end{aligned} \quad (20)$$

где $B(t^*)$, $B(t_0)$, $R(t^*)$, $R(t_0)$ — уровни безопасности и регулярности по уточненному и исходному расписаниям; ξ , η — коэффициенты, характеризующие требуемое повышение (или допустимое снижение) уровней.

Учитывая, что летные происшествия и безопасные полеты составляют полную группу событий, для расчета вероятности безопасного полета получим формулу:

$$B(t) = 1 - \xi P_{\text{пр}}(t). \quad (21)$$

Ограничения по безопасности и регулярности с учетом (20) и (21) сводятся к выполнению условий

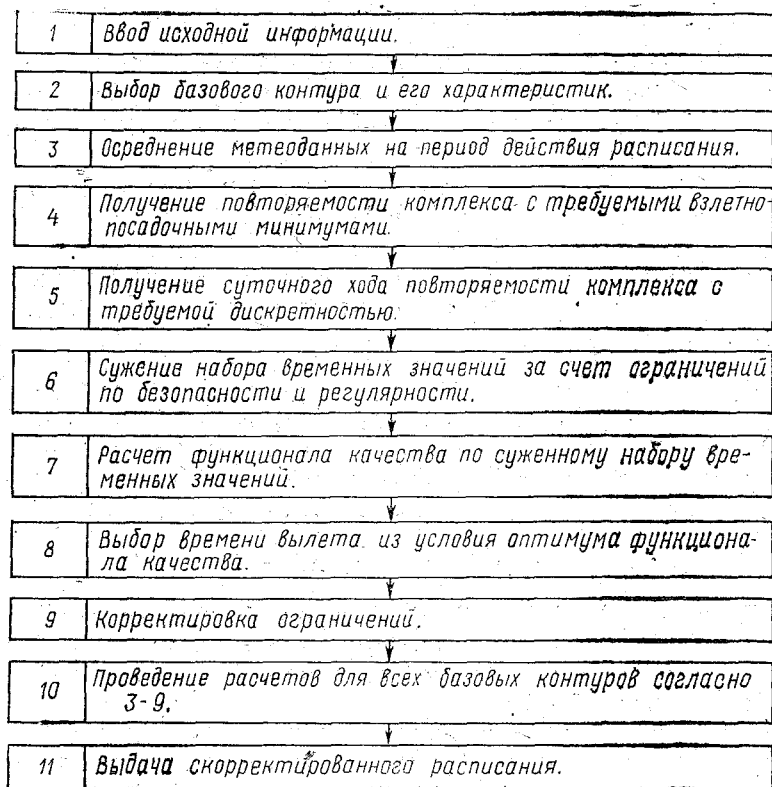
$$\begin{aligned} 1 - \xi P_{\text{пр}}(t) &\geq \xi [1 - \xi P_{\text{пр}}(t_0)], \\ 1 - P_s(t) - P_{\text{пр}}(t) &\geq \eta [1 - P_s(t_0) - P_{\text{пр}}(t_0)]. \end{aligned} \quad (22)$$

Коэффициенты ζ, ξ, η — зависят от режима СМУ, условий УВД и других требований потребителя.

Непосредственное определение времени вылета проводится раздельно для каждого базового контура и состоит в решении следующей задачи, при условии выполнения ограничений (22): найти

$$t^* \in \bigcup_{z=1}^Z t_z : \Phi_n(t^*) = \operatorname{opt} \Phi_n(t_z), \quad (23)$$

$$t_z \in \bigcup_{z=1}^Z t_z$$



Структурная блок-схема учета СМУ.

где t^* — оптимальное значение времени начала БК; $\bigcup_{z=1}^Z t_z$ — множество допустимых значений времени начала БК.

Последовательность операций по корректировке авиарасписания представлена на рисунке.

Проведенная экспериментальная проверка подтвердила, что модель учета достаточно чувствительна к изменениям в суточном ходе повторяемости СМУ.

Оценка ожидаемого экономического эффекта от учета комплекса СМУ в расписании была проведена на основе сравнения базового и расчетного расписаний при временном сдвиге в пределах одного часа на выбранных реальных авиатрассах. Средний годовой экономический эффект при полетах Ил-62 составил 28 867 руб., при полетах Ту-134 — 17 220 руб. Если распространить полученные результаты на все рейсы, выполняемые указанными воздушными судами, то эффект от учета СМУ может составить около 5—7 млн. руб.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Инструкция по комплексному обеспечению регулярности движения самолетов службами гражданской авиации. — М.: МГА СССР, 1977 г.
2. Наставление по производству полетов в гражданской авиации СССР. — М., изд. Воздушный транспорт, 1978. — 285 с. (с изменениями).
3. Жуковский Е. Е. Метеорологическая информация и экономические решения. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 303 с.

УДК 551.509.314

О. Г. БОГАТКИН (ЛГМИ)

УЧЕТ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРА ПРИ ОБЕСПЕЧЕНИИ ПОЛЕТОВ САМОЛЕТОВ НА ТРАССАХ БОЛЬШОЙ ПРОТЯЖЕННОСТИ

Современный уровень развития авиации позволяет выполнить беспосадочные полеты по трассам большой протяженности, таким, как, например, Москва — Хабаровск, Москва — Гавана, Мапуту — Молодежная (Антарктида) и др. При полетах на большие расстояния обязателен строгий учет параметров атмосферы, влияющих на летно-технические данные самолета. К этим характеристикам атмосферы в первую очередь следует отнести ветер на высоте полета.

Ветер значительно усложняет процессы самолетовождения, суть которых заключается в определении координат самолета в полете и точном и своевременном выводе его к конечному пункту маршрута (КПМ). При наличии данных о скорости и направлении ветра задачи самолетовождения могут быть решены экипажем

без видимости наземных ориентиров или при отсутствии таковых (полет над морем). Однако, если штурман самолета с достаточной степенью точности постоянно знает элементы движения самолета относительно воздушной среды (курс, истинную воздушную скорость, высоту), то элементы перемещения этой среды относительно земной поверхности (направление и скорость ветра) он знает не всегда точно. Изменение навигационных элементов в полете, обусловленное непостоянством ветра в пространстве и времени, ставит перед экипажем дополнительные трудности при решении задач самолетовождения.

Для учета влияния ветра на значение путевой скорости введено понятие об эквивалентном ветре, под которым понимается расчетный ветер, направленный по оси маршрута полета и оказывающий на путевую скорость такое же влияние, как и фактический ветер по маршруту.

Для расчета эквивалентного ветра (ω) в некоторой точке пространства С. В. Солониным [3, 4] предложена формула:

$$\omega = U \cos \varepsilon - \frac{U^2}{2V} \sin^2 \varepsilon, \quad (1)$$

где V — воздушная скорость самолета; U — скорость ветра; ε — угол ветра. Эквивалентный ветер по маршруту ω_m будет равен разности между путевой W_m и воздушной скоростями V , а следовательно,

$$\omega_m = \frac{S}{T} - V, \quad (2)$$

где S — протяженность маршрута; T — время полета по маршруту.

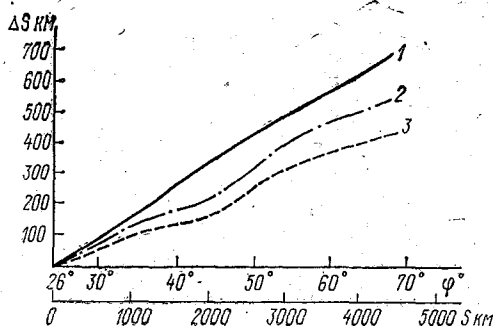
При маршрутах большой протяженности весь маршрут разбивается на ряд (n) участков протяженностью S_i и для каждого из них определяется эквивалентный ветер ω_i . В этом случае окончательное выражение для расчета эквивалентного ветра по маршруту можно записать в следующем виде:

$$\omega_m = \frac{1}{S} \sum_{i=1}^n \omega_i S_i. \quad (3)$$

При выполнении предварительных и предполетных инженерно-штурманских расчетов в настоящее время значительно чаще пользуются не данными об эквивалентном ветре, а фактическими или климатическими характеристиками ветра.

Рассмотрим влияние климатических характеристик ветра на полет самолета по трассе Мапуту — Молодежная. С точки зрения самолетовождения эта трасса наиболее трудная, так как практически от начала и до конца по маршруту полета нет наземных ориентиров. При полете в меридиональном направлении (а именно так и проходит эта трасса) самолету придется пересекать зоны с различными климатическими характеристиками ветра. Так, на-

пример, на высоте 9000 м (300 гПа) в январе зональная составляющая скорости ветра изменяется от 10—12 м/с в начале и конце маршрута до 35—40 м/с в широтном поясе 40—50° ю.ш. [12]. Аналогичные изменения скорости ветра наблюдаются и на других уровнях в различные сезоны года. Неучет ветра при выполнении инженерно-штурманских расчетов может привести к значительным отклонениям самолета от КПМ. Для более наглядного представления о влиянии ветра на полет нами построен график (рис. 1), на котором по горизонтальной оси показан маршрут полета, а по вертикальной — величины возможных отклонений самолета от оси маршрута для трех уровней: 500 гПа (5500 м), 300 гПа (9000 м) и 200 гПа (12 000 м) при условии, что на протяжении всего полета поправки в курс не вводятся.



Величина бокового сноса (ΔS) самолета при полете по трассе Мапуту — Молодежная без введения поправок в курс:
1 — шестен 12 000 м; 2 — шестен 9000 м;
3 — шестен 5500 м.

Как видно из рисунка, максимальные отклонения на всем маршруте могут составить 650—600 км. С увеличением высоты полета величина бокового отклонения (сноса) возрастает. На наиболее вероятных шестонах полета снос достигает 450—600 км.

Если всю трассу разбить на участки с постоянными горизонтальными градиентами ветра, то можно по характеристикам ветра уточнить курс самолета при условии минимального отклонения от КПМ.

Применительно к реальному климатическому распределению ветра в южном полушарии от 20 до 70° ю.ш. вдоль меридиана 40° в.д. весь маршрут разделен нами на V участков и для каждого участка для двух шестенов определена поправка в курс самолета относительно штилевой прокладки. Рекомендующие поправки положительны при полете из Мапуту в Молодежную и отрицательны при полете в обратном направлении. Величины этих поправок (при $V=650$ км/ч) приведены в таблице:

Как видно из таблицы, наибольших значений поправки достигают в середине маршрута, именно в той зоне, где чаще всего наблюдаются струйные течения.

Таблица

Рекомендуемые поправки в курс самолета (в град.) при полете по маршруту
Мапуту — Молодежная с учетом климатических характеристик ветра

Участок трассы...	I	II	III	IV	V
Длина участка, км...	600	1000	1000	1000	600
Поправки					
$h = 5500$ м	2	5	8	8	4
$h = 9000$ м	4	7	10	8	5

Применение рекомендованных поправок в практике полетов показало, что их учет позволяет успешно выполнять многочасовые перелеты над безориентирной местностью, хотя экипаж, и это вполне естественно, использует и другие средства навигации [5].

Как указывалось выше, в табл. 1 приведены поправки в курс с учетом климатических характеристик ветра. В тех случаях, когда в распоряжении специалистов метеослужбы есть фактические данные о распределении ветра по маршруту, поправки требуют уточнения. Однако точность определения ветра над Южным океаном и возможность использовать в целях навигации радиотехнические средства позволяет оставить эти поправки без изменений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. — Изд. ГУГК, 1977. — 333 с.
2. Атлас волнения и ветра Индийского океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 37 с.
3. Баранов А. М., Солонин С. В. Авиационная метеорология. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 384 с.
4. Наровлянский Г. Я., Солонин С. В. Эквивалентный ветер и методы его расчета. — Л.: Гидрометеиздат, 1962. — 99 с.
5. Федчин С. С. Самолетовождение. — М.: Транспорт, 1966. — 527 с.

О РЕЖИМЕ ВЕТРА В ВЕРХНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ

К настоящему времени ветровой режим тропосферы и нижней стратосферы достаточно хорошо изучен. В новых аэроклиматических справочниках [1, 2] содержится подробная информация о статистических характеристиках ветра для средних месяцев сезонов как для северного, так и южного полушарий. В последние годы в связи с повышением потолка аэрологической информации появились материалы о климатическом режиме воздушных течений над северным полушарием и в средней стратосфере вплоть до уровня 10 гПа [5]. Менее исследованным из-за недостатка информации остается слой атмосферы в диапазоне 30—80 км, основные сведения о температурно-ветровых характеристиках которого поступают по данным редких ракетных пусков и термического зондирования со спутников [4]. Поэтому в настоящее время в целях удовлетворения практических нужд авиации, космонавтики, связи, метеорологических прогнозов предпринимаются активные попытки создания эмпирических моделей распределения ветра в указанном слое.

Так, в Международной справочной атмосфере КОСПАР (CIRA-72) приводятся данные о зональных составляющих скорости ветра, полученных по эмпирическим материалам до 1970 г. [10]. В более поздних работах [3, 4, 7—9] дается климатическое описание ветрового режима верхней стратосферы и нижней мезосферы северного полушария для января и июля. В этих работах рассчитывались составляющие геострофического ветра в узлах географической сетки по данным карт барической топографии поверхностей 5, 2 и 0,4 гПа, построенных по данным ракет и спутников. В работе [11] содержатся данные об атмосферных движениях, рассчитанных с помощью геострофических соотношений, в слое 500—0,4 гПа для зим 1975/76—1978/79 гг.

В данной работе рассматривается режим ветра в слое 5—0,4 гПа за двухлетний период (1977, 1978 гг.) над северным полушарием. Вычислялись компоненты геострофического ветра с помощью еженедельных карт барической топографии в 48 точках полушария с шагом 20° широты и 30° долготы по известным соотношениям. Полученные данные послужили основой для расчета среднемесячных и среднесезонных значений составляющих геострофического ветра в узлах сетки, среднеширотных значений зональной компоненты, характеристик кинетической энергии, оценки вихревого переноса момента импульса, трансформации вихревой кинетической энергии в зональную и др.

Рассмотрим вначале поведение среднемесячных значений зональных составляющих скорости геострофического ветра, осредненных по широтным кругам, в течение 1977, 1978 гг. Результаты расчетов представлены в табл. 1, 2. Анализ данных таблиц показывает, что в холодный период (октябрь — февраль) западный ветер усиливается с высотой повсеместно. Так, на уровне AT_5 в январе 1977 г. на широте 70° среднеширотное значение скорости западного ветра $[\bar{u}_g]$ было порядка 7 м/с, а на уровне 0,4 гПа уже 26,8 м/с, т. е. увеличилось втрое, что свидетельствует об усилении углового вращения атмосферы с высотой. Кроме того, наблюдаются заметные колебания величины $[\bar{u}_g]$ от года к году. Сильное зимнее стратосферное потепление в январе 1977 г. привело к перестройке циркуляции и к уменьшению величины зональной скорости по сравнению с 1978 г. Весной начинается межсезонная перестройка циркуляции. В марте в полярных широтах происходит ослабление западного переноса, нарушается отмеченная выше тенденция к возрастанию скорости с высотой. Однако в субтропических широтах (30°) зимний характер вертикального профиля зональных потоков еще сохраняется. В апреле в высоких широтах устанавливаются восточные потоки, а в мае и над всем северным полушарием, т. е. перестройка завершается.

Таблица 1

Годовой ход среднеширотных значений зональной составляющей геострофического ветра (м/с) в 1977 г. в верхней стратосфере

φ°	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
AT_5												
70	6,9	33,5	18,8	-8,5	-5,2	-8,2	-2,2	-2,6	10,1	26,0	24,6	47,0
50	12,4	34,8	10,8	-0,9	-5,5	-14,0	-18,5	-8,4	6,2	21,2	29,2	45,5
30	7,4	13,1	5,0	7,0	-6,7	-22,8	-29,8	-27,0	-9,6	5,5	21,6	20,2
AT_2												
70	12,4	47,0	15,1	-6,0	-4,5	-12,0	-11,7	-3,8	14,8	37,0	30,0	54,8
50	26,3	58,8	16,9	1,9	-4,4	-19,6	-25,0	-13,4	11,0	35,0	44,6	69,0
30	17,6	22,8	11,1	11,0	-9,3	-29,2	-35,5	-22,0	-2,9	19,2	41,8	32,8
$AT_{0,4}$												
70	26,8	63,3	9,9	-4,9	-11,3	-23,2	-25,8	-11,4	20,4	46,5	39,2	65,3
50	49,5	81,0	17,2	6,1	-11,2	-35,0	-42,3	-31,4	15,8	52,8	65,6	93,0
30	30,5	54,0	27,2	18,4	-11,6	-35,0	-38,8	-30,2	5,5	37,8	60,2	52,3

Таблица 2

Годовой ход среднеширотных значений зональной составляющей
геострофического ветра (м/с) в 1978 г. в верхней стратосфере

φ°	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
AT_5												
0	43,5	23,9	2,3	-5,5	-3,8	-4,5	-6,7	-2,1	9,4	28,8	37,6	30,8
0	29,5	24,4	11,8	0,6	-6,6	-13,7	-17,0	-12,3	5,6	21,5	38,6	49,0
0	4,6	5,1	12,9	7,8	-4,7	-19,5	-28,0	-24,2	-11,8	7,8	25,8	25,3
AT_2												
0	43,8	21,3	1,0	-3,0	-5,6	-7,6	-11,8	-3,5	15,1	38,0	43,6	39,5
0	37,3	36,5	16,9	4,9	-7,0	-19,8	-23,8	-14,3	10,8	33,5	54,4	62,3
0	12,0	19,4	25,8	9,9	-9,5	-26,0	-35,8	-27,2	-6,6	21,7	48,6	49,5
$AT_{0,4}$												
0	34,5	19,9	5,8	-0,3	-15,9	-20,9	-24,7	-9,7	20,0	44,8	50,0	49,3
0	47,5	48,0	25,8	6,2	-14,8	-32,5	-38,8	-23,6	15,5	49,8	74,2	77,8
0	34,0	39,0	40,0	16,1	-12,6	-36,5	-47,0	-33,4	1,6	40,8	81,6	76,5

Летом (июль — август) картина движений значительно упрощается — повсеместное господство восточных (отрицательных) потоков, усиление их с высотой и в направлении от полюса к субтропикам. Между 1977 и 1978 гг. существенной разницы не обнаруживается.

В течение сентября происходит осенняя перестройка циркуляций от летней к зимней. Начинается она с верхних уровней полярных широт, где устанавливаются западные (положительные) потоки. В субтропиках перестройка протекает с запаздыванием. В октябре во всей рассматриваемой зоне $30-70^\circ$ с.ш. господствуют западные ветры, более интенсивные в северной части, усиливающиеся с высотой.

В целях оценки изменчивости ветрового режима во времени рассчитывались средние квадратические отклонения зональной и меридиональной составляющих результирующей скорости ветра σ_x и σ_y в отдельных узлах сетки для сезонов: зима, весна, лето, осень. Объем выборки составил 24—26 карт для каждого из сезонов, что позволило получить достаточно устойчивые характеристики геострофического ветра. В табл. 3 приведены среднеширотные значения σ_x (для широтных кругов $70, 50, 30^\circ$ с.ш.), и σ_y (для широтных кругов $80, 60, 40, 20^\circ$ с.ш.). Анализ данных табл.

лицы показывает, что наибольшей неустойчивостью движения в верхней стратосфере отличаются в холодный период (зима-осень), летом картина стабилизируется. С высотой значения σ_x и σ_y заметно возрастают. Причем изменчивость меридионального ветра в течение года (кроме летнего сезона) максимальна в высоких широтах и значительно ослабевает в низких, что обусловлено повышенной активностью термобарических процессов полярной стратосферы. Зональный ветер отличается повышенной изменчивостью в умеренных и высоких широтах, что связано с наличием внутрисезонных перестроек циркуляции, значительными скоростями ветра в холодный период.

Таблица 3

Распределение среднеширотных значений σ_x и σ_y м/с в верхней стратосфере и нижней мезосфере по сезонам

φ°	Зима		Весна		Лето		Осень	
	σ_x	σ_y	σ_x	σ_y	σ_x	σ_y	σ_x	σ_y
AT ₅								
80		25,0		18,3		1,6		14,9
70	19,3		15,6		3,7		12,2	
60		15,8		10,9		2,2		10,2
50	23,1		22,0		5,3		17,1	
40		7,9		8,5		2,3		4,2
30	14,3		24,6		9,6		17,1	
20		5,5		7,3		2,4		4,9
AT ₂								
80		26,7		17,5		2,8		16,5
70	24,0		14,4		6,0		13,7	
60		19,1		11,4		2,8		11,2
50	29,2		16,0		7,9		21,2	
40		11,3		5,8		2,9		5,5
30	21,5		16,6		12,3		23,8	
20		6,5		4,3		3,3		4,9
AT _{0,4}								
80		25,4		18,4		6,0		18,4
70	29,4		13,2		9,7		16,5	
60		22,4		8,9		4,2		14,9
50	34,8		11,7		12,8		29,5	
40		16,4		4,5		5,0		9,9
30	29,3		10,7		17,1		34,4	
20		11,1		4,1		6,3		8,1

Следует отметить, что в широтном поясе $50-70^\circ$ с. ш., согласно нашим оценкам, наблюдается конвергенция меридиональных вихревых потоков относительного момента количества движения (область стока), что способствует усилению зонального ветра, поддержанию западной циркуляции. В полосе $30-50^\circ$ с.ш. формируется область источника вихревого импульса (дивергенция потоков). Расчеты показали, что перенос вихревого импульса осуществляется зимой наиболее интенсивно за счет нестационарных (подвижных) макровихрей, значителен также вклад стационарных длинных волн (стационарных макровихрей). В табл. 4 приводятся данные об интенсивности и направленности интегральных потоков импульса в системе подвижных и стационарных макровихрей. Видно, что во все сезоны преобладают положительные (южные) переносы. Наиболее активно динамические процессы происходят в зимний период, что проявляется в усилении широтно-долготных вариаций метеорологических полей.

Таким образом, оценки пространственно-временной изменчивости метеорологических параметров, произведенные для периода 1977, 1978 гг., полностью согласуются с имеющимися представлениями о структуре и динамике верхней стратосферы и нижней мезосферы.

Таблица 4

Вихревые потоки относительного момента количества движения ($\text{м}^2 \cdot \text{с}^{-2}$) в верхней стратосфере

φ°	Зима	Весна	Лето	Осень
AT_5				
70	101,6	53,1	0,2	25,6
50	201,2	51,4	1,2	56,9
30	57,6	17,2	5,2	-4,6
AT_2				
70	153,2	31,3	1,1	39,2
50	239,6	92,2	1,7	77,1
30	98,4	28,4	7,5	27,2
$AT_{0,4}$				
70	195,2	63,5	-1,6	39,1
50	247,8	89,9	7,1	120,1
30	186,5	64,2	18,5	64,7

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аэроклиматический справочник характеристик циркуляции атмосферы в узлах сетки северного полушария / Под ред. И. Г. Гутермана. — М.: Гидрометеиздат, 1975. — 61 с.
2. Аэроклиматический атлас-справочник характеристик циркуляции атмосферы над южным полушарием. Т. 1, ч. II / Под ред. И. Г. Гутермана. — М.: Гидрометеиздат, 1978. — 56 с.
3. Бугаева И. В., Рязанова Л. А., Тарасенко Д. А., Захаров Г. Р. Изменения барических и циркуляционных полей в экстремальные периоды. — Метеорология и гидрология, 1983, № 7, с. 26—33.
4. Гайгеров С. С., Калихман М. Я., Федоров В. В. Эмпирические модели распределения скорости ветра в стратосфере и мезосфере северного полушария. — Метеорология и гидрология, 1980, № 7, с. 5—10.
5. Игнатушина Е. Н. Режим ветра в стратосфере над северным полушарием. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1980, вып. 72, с. 49—60.
6. Метеорология верхней атмосферы Земли / Под ред. Г. А. Кокина, С. С. Гайгерова. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 270 с.
7. Переведенцев Ю. П. Циркуляционные и энергетические процессы в средней атмосфере. — Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1984. — 167 с.
8. Тарасенко Д. А., Бритвина Р. А., Кузнецова В. Н. Некоторые климатические характеристики ветра в стратосфере и мезосфере северного полушария. — Труды ЦАО, 1981, вып. 145, с. 27—37.
9. Циркуляционные и энергетические процессы в атмосфере северного полушария / Под ред. Колобова Н. В., Переведенцева Ю. П. — Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1983, 236 с.
10. CIRA-1972. Akademie Verlag, Berlin, 1972, p. 450.
11. Quiroz R. S. The tropospheric-stratospheric mean zonal flow in winter. — J. Geophys. Res., 1981, vol. 86, No. p. 8.

УДК 551.511.6(98) (99)

И. И. ЦИГЕЛЬНИЦКИЙ (ААНИИ)

О ТУРБУЛЕНТНОМ СОСТОЯНИИ НИЖНИХ СЛОЕВ ТРОПОСФЕРЫ В ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЯХ

Известно, что характер вертикального распределения метеорологических элементов в значительной мере определяется турбулентностью, которая приводит к сглаживанию профилей температуры и влажности воздуха. Вместе с тем турбулентность не только определяет характер вертикального распределения метеорологических элементов, но и зависит от него. Наличие тесной связи между полями метеорологических элементов и турбулентностью делает необходимым определение ее количественных оценок.

Вплоть до настоящего времени получению количественных оценок турбулентного состояния нижних слоев тропосферы в поляр-

ных областях уделялось недостаточное внимание. А. М. Коврова в качестве характеристики турбулентности в Арктике использовала величину параметра Ричардсона [4]. Результаты проведенного ею исследования показали, что максимальная вероятность повышенной турбулентности в Арктике отмечается в первом километровом слое, в то время как в умеренных широтах толщина такого слоя составляет 3 км. По мнению А. М. Ковровой, причиной такого различия служит большая неоднородность подстилающей поверхности и неустойчивость термической стратификации в умеренных широтах. Центральный Арктический бассейн, и в частности приполюсный район, являются районами пониженной турбулентности, повышенная турбулентность свойственна восточному и западному районам Арктики.

В настоящей работе количественные оценки турбулентного состояния нижних слоев тропосферы над Северным Ледовитым океаном (СЛО) и антарктическим материком получены по материалам аэрологического зондирования на дрейфующих и антарктических станциях за период 1973—1977 гг.

Выполненные нами расчеты свидетельствуют о том, что над акваторией СЛО в нижнем 200-метровом слое турбулентность и летом и зимой достаточно велика ($Ri \leq 0,5$). Исследование зависимости величины Ri в слое 0—200 м от температуры воздуха у поверхности, вертикального градиента температуры и перепада скоростей в этом слое показало следующее.

Зимой наибольшая повторяемость самых малых значений $Ri \leq 0,5$ отмечается в диапазоне повышенных для зимнего периода значений температуры у поверхности ($-20, -30^\circ\text{C}$). При понижении температуры до $-30, -40^\circ\text{C}$ повторяемость значений $Ri \leq 0,5$ резко уменьшается. Летом характер зависимости сохраняется. Наибольшая повторяемость $Ri \leq 0,5$ приходится на диапазон температур $-0, -1^\circ\text{C}$.

В зимний период с увеличением термической устойчивости турбулентность понижается и начиная со значений вертикального градиента температуры $-3^\circ\text{C}/100\text{ м}$ вероятность значений $Ri \leq 0,5$ не превышает 2% общего числа случаев. Летом с появлением термической неустойчивости турбулентность нижнего 200-метрового слоя резко увеличивается и при значениях γ_t от 0 до $1^\circ\text{C}/100\text{ м}$ вероятность $Ri \leq 0,5$ составляет уже 78%.

Зависимость величины Ri от перепада скоростей в рассматриваемом слое выражена достаточно отчетливо только зимой, когда вероятность $Ri \leq 0,5$ увеличивается с ростом периода скорости.

Для характеристики турбулентного состояния, наряду с Ri рассчитывался также коэффициент турбулентности k . Средний для всего пограничного слоя коэффициент турбулентности рассчитывался по формуле, вытекающей из теории Акерблома — Экмана:

$$H = \pi \sqrt{\frac{\bar{k}}{\omega_z}},$$

откуда

$$\bar{k} = \frac{H^2 \omega_z}{\pi^2}, \quad (1)$$

где H — высота пограничного слоя, $\bar{k}$ — средний в слое коэффициент турбулентности, ω_z — составляющая угловой скорости вращения Земли.

Значения $\bar{k}$ в зависимости от термической стратификации в пограничном слое атмосферы над СЛО приведены в табл. 1. Рост значений $\bar{k}$ от зимы к лету при сохранении термической устойчивости объясняется увеличением вертикального градиента температуры при сезонном ослаблении приземной инверсии.

При расчете величины коэффициента турбулентности по отдельным более тонким слоям (10—100, 100—200, 200—300 и 300—400 м) лучшие результаты были достигнуты с использованием формулы Фьельстада:

$$k = \frac{l \int_0^z (m^2 - m_x \rho U_g) dz}{m^2 \frac{dz}{dz}}, \quad (2)$$

где l — параметр Кориолиса, равный $2 \omega \sin \varphi$, (φ — географическая широта); $m_x = \rho U$; $m_y = \rho V$; $m^2 = m_x^2 + m_y^2$; $\tan \alpha = \frac{m_y}{m_x}$, U , V — составляющие скорости ветра по осям x и y); U_g — скорость геострофического ветра, направление которого совпадает с осью X .

Таблица 1

Средний в пограничном слое атмосферы СЛО коэффициент турбулентности (m^2/c) при различной термической стратификации

Стратификация	Сезон	
	Зима	Лето
Устойчивая	5,7	9,5
Равновесная	—	10,3
Неустойчивая	—	11,5
Среднее	5,7	10,4

Плотность воздуха (ρ) рассчитывалась по данным температурно-ветрового зондирования по формуле:

$$\rho = \frac{P}{RT}.$$

Осредненный профиль k представлен на рис. 1, где отчетливо выявляется максимум в слое 200—300 м, что согласуется с результатами, полученными в [3] для других климатических зон Земли. Результаты расчета величин k по выражению (2) в слоях различной толщины независимо от термической стратификации представлены в табл. 2. Сравнение этих величин с аналогичными данными для открытой водной поверхности в умеренных широтах [2] показало, что степень турбулентности пограничного слоя над дрейфующими льдами СЛО благодаря повышенной термической устойчивости и малой шероховатости поверхности в среднем на порядок меньше.

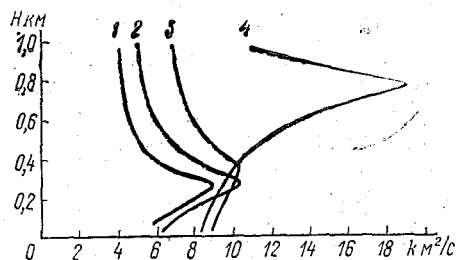


Рис. 1. Вертикальные профили коэффициента турбулентности в полярных областях:
1 — СЛО; 2 — Центральная Антарктида; 3 — Беллинсгаузен; 4 — Мирный.

Таблица 2

Средний коэффициент турбулентности в слоях различной толщины над СЛО

Слой, м...	10—300	10—500	10—600	10—900
$\bar{k}$ м²/с...	1,66	1,85	3,66	5,99

Оценка турбулентного состояния пограничного слоя атмосферы над антарктическим материком производилась различными методами. Первые данные о турбулентности приземного слоя воздуха

в различных климатических зонах Антарктиды были получены Н. П. Русиным [6]. На основании этих данных Н. П. Русин пришел к выводу, что в районе Земли Адели (район наибольшего развития стоковых ветров) турбулентность на порядок больше, чем во внутренних районах материка, соответственно в среднем за год 0,3 (Земля Адели) и 0,03 м²/с (внутреннее плато). Впоследствии А. Н. Артемьев [1] получил оценку турбулентного состояния приземного слоя воздуха в Центральной Антарктиде, согласно которой величина k зимой составляет в среднем 0,07, а летом 0,10 м²/с.

Полученный в настоящей работе по выражению (2) осредненный профиль коэффициента турбулентности в пограничном слое атмосферы над Центральной Антарктидой в районе станции Восток представлен на рис. 1 (2). Так же как и над акваторией СЛО, здесь четко выделяется максимум в слое 200—300 м. Близкие величины k и одинаковый характер его вертикального распределения свидетельствуют о сходстве условий формирования турбулентного состояния пограничного слоя над сравнительно однородной поверхностью дрейфующих льдов СЛО и материковым ледниковым куполом Центральной Антарктиды.

Над побережьем Антарктиды вертикальное распределение k носит различный характер. В районе станции Беллинсгаузен (рис. 1, кривая 3), где отсутствуют стоковые ветры и климат близок к морскому, абсолютные величины и характер вертикального распределения k незначительно отличаются от профилей k над СЛО и Центральной Антарктидой. Основные различия заключаются в том, что, благодаря уменьшению термической устойчивости (ослабление приземной инверсии) и увеличению динамической неустойчивости (большие скорости ветра) абсолютные значения k больше, чем над СЛО и Центральной Антарктидой, особенно в нижнем 100-метровом слое. Максимум k смещается выше благодаря орографическим особенностям района (холмистый рельеф).

Совершенно иной характер носит вертикальное распределение k над побережьем, подверженном стоковому ветру в районе Мирного (рис. 1, кривая 4). Здесь величины k в верхней части пограничного слоя значительно больше, чем во внутренних областях материка, а максимум отмечается в слое 700—800 м. Особенности профиля k в районе Мирного объясняются в первую очередь термическими и ветровыми режимами нижней тропосферы. Термическая устойчивость здесь даже в зимний период за счет частого разрушения приземных инверсий циклоническими ветрами значительно ниже, чем во внутренних областях материка. Анализ годографа результирующего ветра в нижнем 3-километровом слое тропосферы над Мирным свидетельствует о том, что наибольшие скорости ветра наблюдаются в слое 500—1000 м. Важное значение имеет и то обстоятельство, что формирование профиля k над побережьем в районе Мирного и ряда других станций происхо-

дит в условиях значительных контрастов в характере подстилающей поверхности (материк — океан) и существенной крутизны ледникового склона. Кроме того, прибрежная зона характеризуется в этом районе наличием климатического фронтального раздела вблизи высоты 1000 м, где постоянно происходит смена холодной адвекции из внутренних областей материка в нижнем километровом слое на теплую адвекцию из умеренных широт в вышележащих слоях. Вблизи этого раздела существует область больших температурных контрастов, способствующих росту турбулентности.

Исследование зависимости величины k от скорости геострофического ветра на верхней границе пограничного слоя (V_g) и вертикального градиента температуры в этом слое ($\bar{\gamma}_t$) показало, что в Центральной Антарктиде она имеет довольно сложный характер. Известно, что над океаном в умеренных широтах существуют некоторые критические сочетания V_g и $\bar{\gamma}_t$, при достижении которых характер распределения k меняется [2]. Другими словами, при заданном значении $\bar{\gamma}_t$ величина k с ростом V_g сначала увеличивается, а затем начинает уменьшаться. Такими критическими значениями для Центральной Антарктиды в пограничном слое мощностью 600 м явились $V_g \approx 12$ м/с и $\bar{\gamma}_t > 2^\circ \text{C}/100$ м. Над побережьем Антарктиды распределение k в этом же слое носит другой характер. Здесь величина k в целом растет с увеличением V_g и $\bar{\gamma}_t$, однако с ростом термической устойчивости зависимость k от V_g несколько ослабевает (рис. 2).

Величины среднего для всего пограничного слоя коэффициента турбулентности на антарктических станциях Мирный и Беллинсгаузен составили соответственно 2,7 и 3,6 м²/с и оказались сравнимыми с величинами $\bar{k}$ для СЛО — 3,7 м²/с.

В практических целях для диагноза зон повышенной турбулентности в районах антарктических взлетно-посадочных полос на станциях Молодежная и Новолазаревская рассчитывался критерий Ричардсона. Поскольку в Антарктиде вплоть до настоящего времени определить критические значения параметра Ri по экспериментальным данным не удалось, в настоящем исследовании использовались критерии, предложенные в работе [5]: $Ri \leq 0,5$ — сильная и умеренная болтанка; $0,5 < Ri \leq 4$ — слабая болтанка; $Ri > 4$ — болтанка отсутствует.

Данные о повторяемости Ri по принятым градациям представлены в табл. 3, из которой следует, что наибольшая вероятность сильной и умеренной болтанки наблюдается в слое от поверхности до 2 км. Повышенная турбулентность в этом слое возникает за счет больших перепадов скорости в области характерных для Антарктиды мезоструйных течений (МСТ) [7].

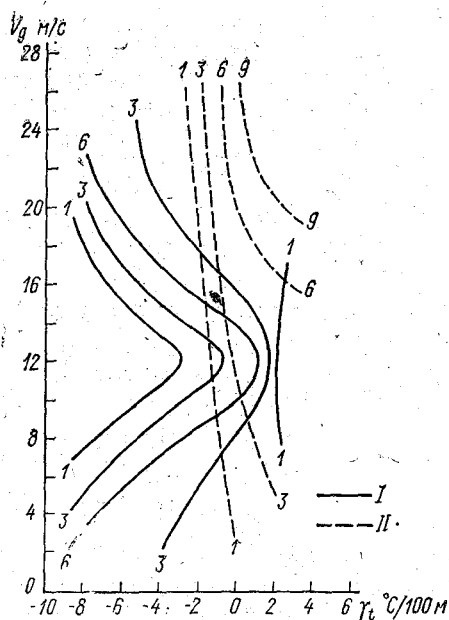


Рис. 2. Зависимость коэффициента турбулентности (m^2/c) от скорости геострофического ветра и вертикального градиента температуры:
I — Центральная Антарктида (Восток); II — антарктическое побережье (Мирный).

Таблица 3

Повторяемость Ri в слоях различной толщины над Молодежной (числитель) и Новолазаревской (знаменатель), %

Градации	Слой, км			
	0—1	1—1,5	1,5—2	2—3
$Ri \leq 0,05$	$\frac{88}{92}$	$\frac{90}{97}$	$\frac{92}{97}$	$\frac{75}{86}$
$0,5 < Ri \leq 4,0$	$\frac{8}{8}$	$\frac{9}{2}$	$\frac{8}{2}$	$\frac{25}{13}$
$Ri > 4,0$	$\frac{4}{—}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{—}{1}$	$\frac{—}{1}$
n	$\frac{227}{161}$	$\frac{230}{164}$	$\frac{230}{164}$	$\frac{230}{164}$

Особенности вертикального распределения Ri в Антарктиде при ветрах различного происхождения видны на рис. 3. При характерных для большей части побережья стоковых ветрах южной четверти турбулентность уменьшается с высотой, достигая минимума в слое 600—800 м. Наибольшая степень турбулентности, обязанная своим происхождением повышенным скоростям ветра вблизи поверхности, отмечается в самом нижнем 100-метровом слое. Общий диапазон изменений Ri в этом слое 0,01—0,55.

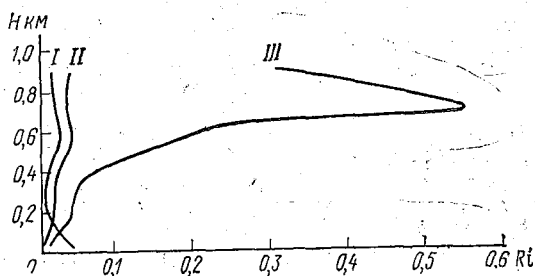


Рис. 3. Вертикальное распределение Ri над антарктическим побережьем при мезоструйном течении (I), циклоническом (II) и стоковом (III) ветрах.

При циклонических ветрах всех остальных направлений турбулентность в первом километровом слое в среднем на порядок выше, чем при стоковом ветре. В пределах всего рассматриваемого слоя величина Ri не превышает 0,04. До высоты 400 м турбулентность наиболее высока ($Ri \leq 0,01$), затем она резко понижается и в слое 600—1000 м меняется незначительно.

В случае МСТ, связанного с приземной инверсией температуры [8], наибольшая степень турбулентности ($Ri \leq 0,01$) отмечается в слое 200—400 м, близком по высоте к среднему уровню максимума скорости ветра на оси МСТ. В этом случае турбулентность в слоях ниже и выше оси МСТ заметно ослаблена.

Резюмируя все вышеизложенное, можно прийти к следующим выводам:

- в полярных областях турбулентность нижних слоев атмосферы на порядок ниже, чем над океаном в умеренных широтах;

- в течение большей части года в полярных областях ведущую роль в формировании турбулентного режима играет динамический фактор;

- в южной полярной области стоковые ветры существенно изменяют характер вертикального распределения характеристик турбулентности;

- вследствие малых скоростей ветра и экстремальной термической устойчивости, роль турбулентности в формировании профилей температуры и влажности воздуха в Центральной Антарктиде невелика.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артемьев А. Н. Взаимодействие атмосферы и подстилающей поверхности на антарктическом плато. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 107 с.
2. Безуглый И. М., Терещенко Е. Б. К вопросу о распределении ветра с высотой над океанической поверхностью. — Вестник Ленингр. ун-та, 1974, вып. 10, № 12, с. 103—113.
3. Ключникова Л. А. К вопросу о расчете коэффициента турбулентности в пограничном слое атмосферы. — Тр. Глав. геофиз. обсерв., 1967, вып. 205, с. 3—28.
4. Коврова А. М. Особенности распределения зон повышенной турбулентности на высотах в Арктике. — Тр. / Аркт. и антаркт. науч.-исслед. ин-та, 1964, т. 266, с. 132—142.
5. Пинус Н. З. Современное состояние вопроса о турбулентности свободной атмосферы, вызывающей болтанку самолетов. — Тр. / Центр. аэрол. обсерв., 1960, вып. 34, с. 3—52.
6. Русин Н. П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. — Л.: Гидрометеоздат, 1961. — 448 с.
7. Цигельницкий И. И. Структура пограничного слоя атмосферы над Восточной Антарктидой. — М.: АН СССР, Антарктида, Докл. комиссии, № 21, 1982, с. 19—26.
8. Цигельницкий И. И. Струйные течения в пограничном слое атмосферы над Восточной Антарктидой. — В кн.: Метеорологическая информация и ее использование в обеспечении полетов воздушных судов. — Л.: Изд. ОЛАГА, 1981, с. 88—95.

УДК 551.508

А. С. АЛЕКСАНДРОВ, В. И. БАННИКОВ, В. А. ДИНЕВИЧ (ЛГМИ)

РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ОБЛАЧНОСТИ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ

В 1980 г. в АМЦ Молодежная был опробован и внедрен радиолокационный метод исследований атмосферы с помощью станции МРЛ-1. Он открыл широкие возможности получения качественно новых сведений о важнейших элементах погоды и способствовал повышению качества метеорологического обслуживания авиации.

Радиолокационное зондирование атмосферы обеспечило получение более полной и объективной информации об облачности. Этот материал в настоящее время подвергается углубленному изучению. В предлагаемой статье изложены результаты выборочной обработки фактических данных, полученных в период работы 27-й САЭ. В ней приведены некоторые особенности облачного покрова над рассматриваемым районом, которые не могли быть обнаружены прежде ввиду ограниченности наземных наблюдений.

В статье использованы материалы наблюдений с декабря 1981 г. по октябрь 1982 г. В указанный период радиолокационным зондированием была охвачена основная масса облаков, наблюдавшихся в радиусе 50 км. Сбор информации производился в сроки 03 и 15 ч московского времени, а при метеорологическом обеспечении авиации — в любое время суток.

Анализ материала наблюдений показал, что облака в прибрежной зоне Восточной Антарктиды могут образовываться на всех высотах тропосферы вплоть до тропопаузы, а в отдельных случаях и выше ее (рис. 1а). Однако наиболее благоприятные условия для развития облачности отмечаются в нижней тропосфере, в слоях воздуха, лежащих непосредственно над пограничным слоем. Здесь облака встречаются примерно в 2 раза чаще, чем внутри пограничного слоя и в средней тропосфере, и в 3—5 раз чаще, чем в верхней тропосфере.

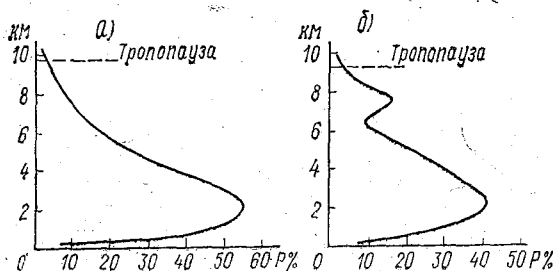


Рис. 1. Повторяемость (%) облачности по высотам:
а — год; б — лето.

Повышенная повторяемость облаков непосредственно над пограничным слоем обусловлена взаимодействием причин как географического, так и динамического характера. На этих высотах, с одной стороны, происходит основное вторжение теплового влажного воздуха с океана, а с другой стороны, сильнее всего сказывается агеострофичность ветра, приводящая к возникновению положительных вертикальных движений. Кроме того, здесь отмечается высокая повторяемость задерживающих слоев, что также способствует образованию облачности.

Характер распределения облаков по высотам подвержен годовым колебаниям: летом повышенная повторяемость облачности наблюдается не только в нижней тропосфере, но и под тропопаузой (рис. 1б). Этот вторичный максимум объясняется абсолютным преобладанием инверсионного распределения температуры в слое тропопаузы, что препятствует выносу водяного пара в стратосферу.

Радиолокационные наблюдения выявляют четкую картину «врождения» облачного покрова над побережьем, даже в пределах относительно небольших расстояний от береговой линии (рис. 2). Основными факторами, определяющими это, являются различные условия переноса и трансформации воздуха над морем и континентом. Наиболее очевидно процесс деградации облачности протекает на уровнях, лежащих между 1 и 2 км. Именно здесь взаимодействуют два встречных потока воздуха с различной температурой и влажностью: один, идущий из внутриматериковой области, другой — с океана.

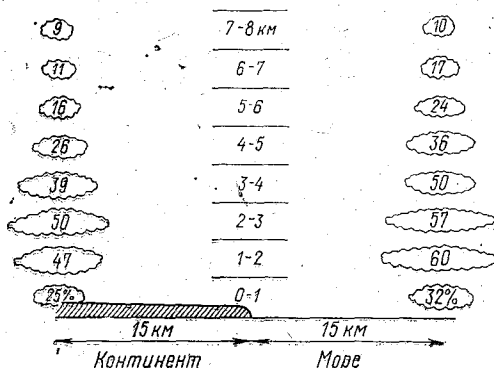


Рис. 2. Повторяемость (%) облачности над континентом и морем на разных уровнях.

Размывание облаков сопровождается уменьшением их вертикальной мощности. Особенно велик этот эффект, когда воздушный поток в средней тропосфере имеет северо-западную составляющую, перпендикулярную антарктическому склону. Тогда мощность облачного покрова над побережьем может быть в 3—4 раза меньше мощности облаков над прилегающей акваторией моря. Уменьшение толщины облачности происходит исключительно за счет опускания ее верхней границы, что указывает на резкое убывание с высотой адвекции теплого воздуха. Фактически вырисовывается идеализированная картина изменений мощности облаков вдоль теплого фронта через среднеширотный циклон. Подобная закономерность является отражением постоянного вторжения морских воздушных масс над сравнительно тонким приземным слоем холодного антарктического воздуха.

Над ограниченными участками акватории моря, между поверхностями, покрытыми льдом, и поверхностями с открытой водой, во многих случаях возникает устойчивая тенденция к увеличению толщины облачного покрова вследствие развития термической конвекции. Это создает характерные особенности образования облаков над морем, а вместе с тем и особенности облачных форм.

В частности, специфической формой облаков для границ раздела лед — вода, особенно в холодный период, являются слабо развитые по вертикали кучевые облака, дающие иногда ливневые осадки, а также плотные слоистые облака. Последние нередко имеют многослойную структуру и кажутся почти неподвижными.

Судя по обобщенным данным, нижняя граница облачного покрова в прибрежной зоне наиболее часто располагается в двух слоях атмосферы: 200—600 и 1000—1500 м (рис. 3). В первом из них основание облачности отмечается при лучистом и турбулентном охлаждении воздуха в пограничном слое атмосферы, в котором почти всегда имеются инверсия или изотермия, препятствующие переносу водяного пара и продуктов конденсации в вышележащие слои. Указанные условия нередко наблюдаются в теплых секторах циклонов и имеют особенно большое значение при образовании облаков зимой, поскольку основной особенностью циркуляции в этот период года является непрерывное поступление тепла и влаги из умеренных широт.

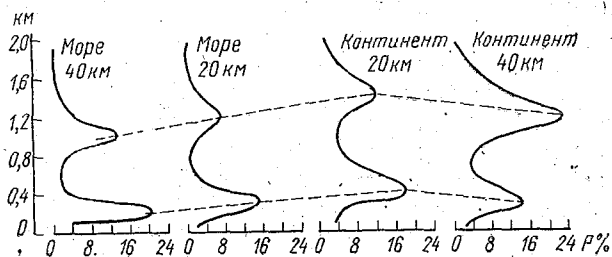


Рис. 3. Вертикальное распределение повторяемости (%) нижней границы облачности на различном удалении от береговой черты.

Характерно, что перед образованием низкой облачности в вертикальном профиле ветра часто формируется скачок ветра, характеризующийся изменением скорости не менее 3—4 м/с на 100 м высоты. Обычно он отмечается в слое 200—700 м. Однако в отдельных случаях его высота не превышает 100—150 м. Между уровнем расположения скачка ветра и высотой нижней границы облаков существует определенная связь: чем ниже располагается скачок ветра, тем ниже наблюдается основание облачности.

При процессах адиабатического охлаждения воздуха, являющегося следствием обширного по размерам вынужденного орографического его подъема, нижняя граница облачности обычно отмечается в слое 1000—1500 м. Такие процессы наблюдаются в передней и центральной частях циклонов, а также в гребнях атмо-

сферных волн, образующихся у побережья. Благодаря им, как правило, образуются обширные и сравнительно однородные облачные покровы, которые простираются за пределы радиуса радиолокационных наблюдений.

В целом нижняя граница облачного покрова над морем лежит несколько ниже, чем над побережьем, что создает наклон основания облачности. В среднем изменения высоты нижней границы облаков в горизонтальном направлении в пределах 10—15 км от береговой линии составляют 30—50 м на 5 км. По мере удаления от берега по склону купола, где особый радиационный режим способствует конденсации водяного пара, угол наклона нижней границы облаков уменьшается, а затем переходит через нуль (рис. 3). В результате основание облачности преломляется, образуя в пространстве поверхность в виде двускатной крыши, конек которой находится в одном-двух десятках километров от берега.

Пространственная эволюция нижней границы облачности в прибрежной зоне тесно связана с орографией местности. Ее влияние сказывается через дополнительно возникающие вертикальные скорости при натекании воздушных масс на антарктический склон. Как следует из данных табл. 1, орографический фактор способствует возникновению восходящих движений нижней границы облачности над склоном купола, нисходящих — у его подножия и переменного знака над морем. По мере продвижения в глубь континента величина восходящих пульсаций возрастает, и в 40 км от берега составляет в среднем 12 м/мин. Масштаб влияния орографии на величину вертикальных пульсаций нижней границы облачности в большой степени зависит от интенсивности атмосферных процессов. При этом чем больше скорость воздушного потока, натекающего на антарктический склон, тем интенсивнее восходящие вертикальные движения нижней границы облачности и обширнее занимаемая ими область прилегающей акватории моря. Наибольшая скорость положительных пульсаций нижней границы облачности, зарегистрированная над куполом, составляет 36 м/мин, а над морем — 22 м/мин. Это свидетельствует о значительном влиянии подстилающей поверхности на атмосферные движения в данном районе.

Таблица 1

Средние значения вертикальной составляющей скорости (м/мин) изменений нижней границы облачности

Расстояние от береговой линии, км	5	10	15	20	25	30	35	40
Море	2,4	—0,3	—4,3	—3,0	—0,4	2,9	2,0	—0,9
Континент	7,0	8,3	9,5	10,0	10,6	11,1	11,8	12,0

Верхняя граница облачности чаще всего отмечается в слоях 600—2000 и 2400—3200 м, содержащих свыше 80% всего водяного пара [1] столба атмосферы. Этот результат обнаруживает орошую согласованность с характером распределения по высоте инверсий температуры и указывает на то, что верхняя кромка облачности в Антарктиде располагается примерно на 1,5—2,0 км ниже, чем в средних широтах. Наиболее значительные высоты верхней границы облаков всех ярусов наблюдаются летом (табл. 2), когда влагосодержание южнополярной атмосферы возрастает, интенсивность нисходящих движений воздуха, препятствующих конденсации водяного пара, уменьшается. Амплитуда же колебаний верхней границы облаков наиболее существенна зимой. Так, измерения, сделанные непосредственно над пунктом наблюдения в течение небольших промежутков времени (порядка 10—30 мин), свидетельствуют о том, что изменения верхней границы облачности в этот период года могут достигать 20—30% ее средней величины. Это указывает на значительную изменчивость количественных показателей данного параметра облачности в рассматриваемом районе.

Таблица 2

Высота верхней границы облачности (км) различных ярусов и их сочетаний

Ярус	Лето		Зима	
	$H_{\text{ср}}$	$H_{\text{макс}}$	$H_{\text{ср}}$	$H_{\text{макс}}$
C	8,3	11,1	7,5	10,0
A	4,9	7,0	4,3	6,4
S	1,8	2,3	1,5	1,9
CA	7,5	8,1	7,3	7,9
CAS	8,3	11,1	7,5	9,6
AS	3,2	6,0	3,6	6,0

Изложенные в настоящей работе результаты могут быть использованы в практике метеорологического обслуживания полетов самолетов. Приводимые данные имеют и самостоятельное значение как характеристики атмосферных процессов, протекающих в исследуемом районе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Воскресенский А. И. О влагосодержании в атмосфере над Антарктидой. — Тр. / Аркт. и антаркт. науч.-исслед. ин-т, 1976, т. 327, с. 56—57.

АНАЛИЗ ЭФФЕКТИВНОСТИ ДИАГНОЗА ГРОЗ ПО РАДИОЛОКАЦИОННЫМ ДАННЫМ

Одной из важнейших задач, решаемых в настоящее время существующей сетью МРЛ, является диагноз гроз. Использование с этой целью различных критериев грозоопасности [1, 2, 6] позволяет осуществить диагноз гроз по радиолокационным данным.

Применяемая методика для диагноза гроз в оперативной практике основана на сопоставлении простейшего критерия грозоопасности Y с некоторым критерийным значением $Y_{кр}$, которое рассчитывается по формуле

$$Y_{кр} = H_{-22^{\circ}C} \cdot \lg Z_{3\min R},$$

где $\lg Z_{3\min R}$ — минимальное значение радиолокационной отражае-

мости на высоте, на 2—2,5 км превышающей высоту нулевой изотермы, в грозах, а $H_{-22^{\circ}C}$ — высота изотермы $-22^{\circ}C$.

При этом предполагается [2], что для гроз различной интенсивности выполняются следующие соотношения:

для гроз с вероятностью распознавания $P \geq 90\%$ (R)

$$Y > Y_{кр} + 14;$$

для гроз с вероятностью распознавания $P = 70—90\%$ (R)

$$Y > Y_{кр} + 6;$$

для гроз с вероятностью распознавания $P = 30—70\%$ (R)

$$Y \geq Y_{кр}.$$

Таким образом, данная методика позволяет дать лишь вероятный диагноз грозы по радиолокационным данным.

Оценки эффективности такого диагноза гроз обычно проводятся лишь на основе полного совпадения радиолокационных гроз с данными метеостанций, расположенных в пределах 30 км от зоны максимальной отражаемости в грозе, за сроки, отличающиеся от момента наблюдения радиоэха не более чем на 1 ч. Однако при обеспечении ряда отраслей народного хозяйства таких оценок недостаточно, так как они не позволяют корректно оценить экономический эффект от использования данного вида вероятностной информации [3, 4].

Рассматривая существующую методику диагноза гроз как различные виды фазового альтернативного диагноза явления, исчерпывающее представление о его статистической связи с фактическим явлением дает матрица сопряженности [5]

$$S=\{P_{ij}\} \quad i=1; 2, j=1; 2,$$

где P_{11} — вероятность совпадения радиолокационной и фактической грозы; P_{22} — вероятность совпадения отсутствия радиолокационной и фактической грозы; P_{12} — вероятность пропуска грозы по радиолокационным данным; P_{21} — вероятность «ложной тревоги».

Разработанные на этой основе критерии полной оправдываемости (η), Н. А. Багрова (H), А. М. Обухова (Q, Q'), критерий качественной корреляции (ассоциации признаков) (ρ), качества информации (I) [4, 5] позволяют корректно оценить эффективность диагноза гроз, выдаваемого в вероятностной форме.

Выполнение соответствующего анализа и являлось целью данной работы. В качестве исходных данных были использованы результаты радиолокационного диагноза гроз по г. Серову за 1982 г. Сопоставление производилось по информации метеостанций «штормового кольца» радиусом 180 км.

Проведенное сопоставление показало, что совпадение данных о грозах в соответствии с существующей методикой оценок составило 84,9%, что полностью подтверждает данные работы [1, 2]. Некоторые статистические характеристики радиоэха за летний сезон представлены в табл. 1.

Таблица 1

Статистические характеристики радиоэха

Характеристика	Значение		
	среднее	минимальное	максимальное
$H_{\max}$	9,9	6,0	16,0
$H_{-22^{\circ}\text{C}}$	6,7	5,4	7,5
$H_{\max} - H_{-22^{\circ}\text{C}}$	3,0	1,0	8,7
$H_{0^{\circ}\text{C}}$	3,2	1,7	3,9
$\lg Z_3$	1,8	1,1	3,4
Y	17,7	9,1	44,8
$\lg Z_{3\min R}$	1,5	—	—
$Y_{\text{кр}}(R)$	10	—	—
$Y_{\text{кр}}^p(R)$	16	—	—
$Y_{\text{кр}} R$	24	—	—

Соответствующая матрица сопряженности представлена в табл. 2.

Таблица 2

Матрица сопряженности для гроз

F	Π		Σ
	Π_1	Π_2	
F_1	0,44	0,09	0,53
F_2	0,20	0,27	0,47
Σ	0,64	0,36	1,0

Примечание. В таблице: F — данные наземных визуальных наблюдений с метеостанций (F_1 — грозы, отмечаемые метеостанцией, F_2 — грозы, не отмечаемые метеостанцией); Π — данные оперативных наблюдений МРЛ (Π_1 — гроза по радиолокационным данным обнаружена, Π_2 — гроза по радиолокационным данным не обнаружена).

Из табл. 2 следует, что вероятность совпадения радиолокационных и фактических гроз составляет всего 0,44, при этом достаточно велики вероятности пропуска явления и «ложной тревоги». По данным табл. 2 были рассчитаны соответствующие критерии, значения которых представлены в табл. 3.

Таблица 3

Критерии оправдываемости диагноза гроз по радиоблокционным данным

Критерий	Обозначение	По критерию γ	По теории распознавания образов
Полной оправдываемости	η	0,71	0,72
Н. А. Багрова	H	0,44	0,44
	Q'	0,40	0,44
А. М. Обухова	Q	0,44	0,44
Корреляции	p	0,42	0,44
Информационный	I	0,13	0,15

Из данных табл. 3 следует, что значения соответствующих критериев недостаточно высоки, т. е. эффективность диагноза гроз по радиолокационным данным недостаточно высокая.

Для сопоставления в табл. 3 приведены значения критериев оправдываемости диагноза гроз с использованием методов теории распознавания образов [2]. Из сопоставления полученных значений следует, что отличия соответствующих критериев являются незначительными.

Вычисленные объективные критерии оправдываемости диагноза гроз по радиолокационным данным позволяют подойти к реальным оценкам эффективности использования данного вида информации при обеспечении народного хозяйства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брылев Г. Б., Сергиенко Е. П. Особенности оперативных данных с радиолокатора МРЛ-1 о грозах и ливнях. — Труды ГГО, 1975, вып. 328, с. 104—114.
2. Брылев Г. Б., Шведов В. В. Радиолокационные критерии грозоопасности в оперативной практике. — В кн.: Радиолокационная метеорология. — Л.: Гидрометеиздат, 1982, с. 144—154.
3. Жуковский Е. Е., Чудновский А. Ф. Методы оптимального использования метеорологической информации при принятии решений. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 52 с.
4. Жуковский Е. Е. Метеорологическая информация и экономические решения. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 303 с.
5. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1977, 721 с.
6. Руководство по производству наблюдений и применению информации с радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 344 с.

УДК 551.58

Ю. Л. МАТВЕЕВ (ЛГМИ)

КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ГЛОБАЛЬНОГО ПОЛЯ ОБЛАЧНОСТИ

Построению корреляционных функций для целей выявления особенностей пространственно-временной структуры поля облачности посвящены работы [2, 3, 5, 6, 9]. В последние годы много внимания уделяется изучению поля облачности по данным наблюдений его со спутников [1, 7, 8, 10—12].

В этой статье обсуждаются результаты корреляционного анализа глобального поля облачности по данным наблюдений со спутников за 1971—1975 гг. Корреляционные функции позволяют исследовать пространственно-временную структуру поля облачности, в частности составить представление о горизонтальных раз-

мерах облачных полей. Такие сведения, помимо прикладного значения, представляют интерес для численных моделей строения и прогноза облачности.

Количество облаков нормировалось с целью исключения пространственной неоднородности и колебаний во времени средних значений и дисперсии.

Применительно к среднемесячным значениям нормированная функция представляет отношение

$$\varphi_{ij}^{mn} = \frac{f_{ij}^{mn} - f_{ij}^n}{\sigma_{ij}^n},$$

где f_{ij}^{mn} — среднемесячное количество облаков в узле (i, j) в n -м месяце m -го года; f_{ij}^n — среднее (из ежедневных наблюдений за 5 лет) количество облаков в узле (i, j) в n -м месяце; σ_{ij}^n — среднее квадратическое отклонение (ежедневных данных) в узле (i, j) в n -м месяце.

Выборка, составленная из φ_{ij}^{mn} , рассматривалась как совокупность случайных величин, удовлетворяющих свойству однородности в пространстве и стационарности во времени.

В табл. 1 приведены результаты расчета коэффициентов корреляции r нормированных среднемесячных значений количества облаков в меридиональном направлении раздельно для северного и южного полушарий по данным наблюдений за 5 лет (1971—1975 гг). Объем выборок, использованный при расчете r , колеблется от $5 \times 12 \times 17 = 1020$ (здесь 5 — число лет, 12 — число месяцев, 17 — число пар узлов вдоль меридиана) при разности широт $\Delta\varphi = 5^\circ$ до $5 \times 12 \times 12 = 720$ при $\Delta\varphi = 25^\circ$.

Видно, что при расстоянии (вдоль меридиана) между узлами 5° ($\Delta\varphi = 5^\circ$) связь между количеством облаков в соседних узлах в том и другом полушарии достаточно тесная, однако эта связь в северном полушарии несколько выше (коэффициенты корреляции заключены между 0,70 и 0,87), чем в южном (где r колеблется между 0,66 и 0,76). Увеличение расстояния между узлами сопровождается уменьшением функции r : при $\Delta\varphi = 10^\circ$ до $0,40 \div 0,66$ в северном полушарии и до $0,28 \div 0,43$ в южном; при $\Delta\varphi = 15^\circ$ до $0,03 \div 0,46$ в северном и до $-0,06 \div 0,18$ в южном. Как видно, при $\Delta\varphi = 15^\circ$ особенно велико различие между r в северном и южном полушариях: в первом преобладают значения $r > 0,25$ (таких r здесь 12 из 18), во втором почти все $r < 0,10$ (и 4 коэффициента $r < 0$). При $\Delta\varphi \geq 20^\circ$ в южном полушарии все коэффициенты корреляции меньше нуля, в северном отрицательные значения преобладают при $\Delta\varphi \geq 25^\circ$ (хотя при $\lambda = 120 \div 160^\circ$ наблюдаются и положительные значения r). Отрицательная корреляционная связь при $\Delta\varphi = 25 \div 40^\circ$ практически на всех долготах в южном полушарии и на некоторых меридианах в северном статистически значимая. Так,

Таблица 1

Коэффициенты корреляции (%) нормированных среднемесячных значений / вдоль меридианов (в числителе — для северного полушария, в знаменателе — для южного). 1971—1975 гг.

$\Delta\varphi^\circ$	λ°																	
	0	20	40	60	80	100	120	140	160	180	200	220	240	260	280	300	320	340
5	$\frac{78}{73}$	$\frac{79}{71}$	$\frac{83}{74}$	$\frac{84}{75}$	$\frac{83}{74}$	$\frac{84}{74}$	$\frac{87}{74}$	$\frac{82}{74}$	$\frac{82}{73}$	$\frac{82}{71}$	$\frac{85}{74}$	$\frac{87}{76}$	$\frac{78}{70}$	$\frac{70}{66}$	$\frac{79}{71}$	$\frac{81}{72}$	$\frac{82}{73}$	$\frac{76}{74}$
10	$\frac{47}{34}$	$\frac{49}{30}$	$\frac{58}{34}$	$\frac{60}{41}$	$\frac{55}{41}$	$\frac{60}{40}$	$\frac{66}{36}$	$\frac{56}{40}$	$\frac{54}{36}$	$\frac{55}{28}$	$\frac{60}{37}$	$\frac{63}{43}$	$\frac{44}{41}$	$\frac{41}{34}$	$\frac{45}{36}$	$\frac{53}{36}$	$\frac{56}{30}$	$\frac{40}{35}$
15	$\frac{17}{-2}$	$\frac{22}{-6}$	$\frac{34}{18}$	$\frac{34}{9}$	$\frac{25}{2}$	$\frac{36}{4}$	$\frac{46}{-2}$	$\frac{32}{9}$	$\frac{26}{4}$	$\frac{27}{-5}$	$\frac{29}{3}$	$\frac{30}{11}$	$\frac{12}{10}$	$\frac{16}{6}$	$\frac{13}{7}$	$\frac{26}{4}$	$\frac{26}{4}$	$\frac{3}{3}$
20	$\frac{-6}{-21}$	$\frac{2}{-30}$	$\frac{-10}{-19}$	$\frac{8}{-23}$	$\frac{-4}{-32}$	$\frac{14}{-29}$	$\frac{29}{-31}$	$\frac{16}{-19}$	$\frac{6}{-19}$	$\frac{0}{-25}$	$\frac{-6}{-18}$	$\frac{-5}{-12}$	$\frac{-9}{-15}$	$\frac{-5}{-12}$	$\frac{-10}{-14}$	$\frac{5}{-16}$	$\frac{3}{-10}$	$\frac{-20}{-13}$
25	$\frac{-22}{-25}$	$\frac{-15}{-37}$	$\frac{-10}{-31}$	$\frac{-11}{-38}$	$\frac{-27}{-47}$	$\frac{-4}{-45}$	$\frac{12}{-49}$	$\frac{9}{-39}$	$\frac{-6}{-32}$	$\frac{-21}{-29}$	$\frac{-33}{-27}$	$\frac{-28}{-25}$	$\frac{-16}{-26}$	$\frac{-22}{-22}$	$\frac{-24}{-23}$	$\frac{-12}{-26}$	$\frac{-10}{-19}$	$\frac{-31}{-22}$
30	$\frac{-27}{-27}$	$\frac{-27}{-40}$	$\frac{-25}{-39}$	$\frac{-26}{-46}$	$\frac{-39}{-55}$	$\frac{-15}{-48}$	$\frac{-26}{-61}$	$\frac{4}{-50}$	$\frac{-5}{-44}$	$\frac{-29}{-28}$	$\frac{-50}{-31}$	$\frac{-40}{-36}$	$\frac{-16}{-39}$	$\frac{-28}{-30}$	$\frac{-25}{-26}$	$\frac{-20}{-28}$	$\frac{-18}{-22}$	$\frac{-34}{-28}$
35	$\frac{-25}{-29}$	$\frac{-29}{-36}$	$\frac{-34}{-44}$	$\frac{-31}{-48}$	$\frac{-36}{-54}$	$\frac{-14}{-46}$	$\frac{-11}{-61}$	$\frac{4}{-47}$	$\frac{3}{-46}$	$\frac{-29}{-22}$	$\frac{-57}{-34}$	$\frac{-47}{-43}$	$\frac{-9}{-46}$	$\frac{-14}{-34}$	$\frac{-16}{-22}$	$\frac{-22}{-30}$	$\frac{-17}{-30}$	$\frac{-26}{-34}$
40	$\frac{-17}{-34}$	$\frac{-26}{-27}$	$\frac{-38}{-40}$	$\frac{-25}{-44}$	$\frac{-20}{-46}$	$\frac{-22}{-41}$	$\frac{-11}{-43}$	$\frac{6}{-34}$	$\frac{15}{-41}$	$\frac{-22}{-19}$	$\frac{-55}{-33}$	$\frac{-44}{-43}$	$\frac{2}{-48}$	$\frac{-32}{-36}$	$\frac{-7}{-23}$	$\frac{-17}{-30}$	$\frac{-9}{-40}$	$\frac{-11}{-42}$
45	$\frac{-2}{-34}$	$\frac{-18}{-9}$	$\frac{-26}{-25}$	$\frac{-11}{-29}$	$\frac{3}{-30}$	$\frac{14}{-27}$	$\frac{-7}{-11}$	$\frac{8}{-6}$	$\frac{29}{-22}$	$\frac{-9}{-13}$	$\frac{-48}{-22}$	$\frac{-39}{-30}$	$\frac{9}{-35}$	$\frac{8}{-25}$	$\frac{-4}{-17}$	$\frac{-10}{-23}$	$\frac{2}{-46}$	$\frac{8}{-44}$

коэффициенты корреляции не больше — 0,30 на 12; 15 и 15 долгот при $\Delta\varphi$ соответственно равных 30, 35 и 45°.

В табл. 2 представлены коэффициенты корреляции нормированных среднемесячных значений f вдоль широтных кругов (объем выборок колеблется между $5 \times 12 \times 35 = 2100$ при $\Delta\lambda = 10^\circ$ и $5 \times 12 \times 30 = 1800$ при $\Delta\lambda = 50^\circ$). Большие значения r в высоких широтах ($\varphi \geq 75^\circ$) обусловлены прежде всего тем, что с увеличением широты при фиксированном $\Delta\lambda$ уменьшается (пропорционально $\cos \varphi$) расстояние между узлами. С увеличением расстояния $\Delta\lambda$ между точками на заданной широте коэффициенты корреляции уменьшаются. Можно отметить, что в северном полушарии связь между значениями f с ростом $\Delta\lambda$ убывает по сравнению с южным полушарием более медленно в высоких широтах ($\varphi \geq 70^\circ$) и существенно быстрее в умеренных и низких широтах ($\varphi \leq 65^\circ$). Вследствие этого коэффициенты корреляции, будучи близкими в обоих полушариях для $\Delta\lambda = 10^\circ$ (на большинстве широтных кругов значения r в южном полушарии при этом $\Delta\lambda$ несколько меньше, чем в северном), при больших значениях $\Delta\lambda$ в северном полушарии по сравнению с южным больше в высоких широтах ($\varphi \geq 70^\circ$) и значительно меньше в умеренных и низких (особенно в субтропических: $\varphi = 45 \div 25^\circ$) широтах. Такое различие в корреляционных связях обусловлено влиянием подстилающей поверхности на поле облачности. Поскольку земная поверхность более однородна в южном полушарии (преобладают океаны), то корреляционная функция количества облаков на большей части полушария ($\varphi \leq 65^\circ$) при фиксированном $\Delta\lambda \leq 20^\circ$ здесь больше, чем в северном полушарии. В высоких широтах ($\varphi \geq 70^\circ$) подстилающая поверхность в обоих полушариях достаточно однородна (лед), однако в Антарктиде определенное влияние на облачность оказывает, по-видимому, различие в высотах ледяной поверхности над уровнем моря, а на 70° ю. ш., где особенно сильно отличаются r , сказывается чередование вида подстилающей поверхности (лед — суша — океан). По этой причине значения r при $\varphi \leq 70^\circ$ в южном полушарии меньше, чем в северном.

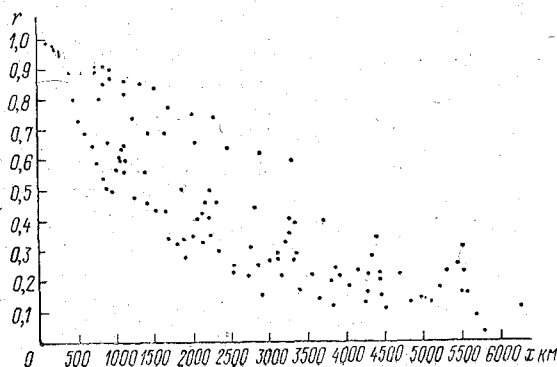
Обратим также внимание на исключительно большое различие коэффициентов корреляции в субтропической и тропической областях ($\varphi = 45 \div 10^\circ$). Здесь в южном полушарии преобладает океаническая поверхность и, как следствие, наблюдается очень медленное (особенно на $45-35^\circ$ и $15-10^\circ$ ю. ш.) убывание r с ростом $\Delta\lambda$ (даже при $\Delta\lambda = 90 \div 100^\circ$ коэффициенты корреляции в зонах $45-35^\circ$ и $15-10^\circ$ всего лишь примерно в 2 раза меньше, чем при $\Delta\lambda = 10^\circ$). В северном полушарии в субтропиках велика (на данной широте) доля суши (а на ней горного рельефа), благодаря чему наблюдается сильная изменчивость (по горизонтали) облачности, быстрое убывание с расстоянием и малые значения r при больших $\Delta\lambda$ (при $\Delta\lambda = 80 \div 100^\circ$ в субтропиках значения $r < 0$).

Таблица 2

Коэффициенты корреляции (%) нормированных среднемесячных значений вдоль параллелей (в числителе — для северного полушария, в знаменателе — для южного). 1971—1975 гг.

$\Delta\lambda^\circ$	φ°																	
	85	80	75	70	65	60	55	50	45	40	35	30	25	20	15	10	5	0
10	$\frac{90}{87}$	$\frac{91}{87}$	$\frac{90}{87}$	$\frac{86}{85}$	$\frac{88}{90}$	$\frac{89}{91}$	$\frac{84}{90}$	$\frac{84}{75}$	$\frac{86}{92}$	$\frac{86}{90}$	$\frac{86}{85}$	$\frac{83}{75}$	$\frac{82}{69}$	$\frac{84}{69}$	$\frac{82}{85}$	$\frac{82}{84}$	$\frac{83}{72}$	$\frac{81}{—}$
20	$\frac{82}{77}$	$\frac{81}{75}$	$\frac{80}{72}$	$\frac{74}{68}$	$\frac{79}{83}$	$\frac{77}{82}$	$\frac{68}{82}$	$\frac{64}{61}$	$\frac{71}{85}$	$\frac{72}{83}$	$\frac{71}{74}$	$\frac{65}{54}$	$\frac{64}{48}$	$\frac{66}{54}$	$\frac{67}{77}$	$\frac{65}{73}$	$\frac{64}{59}$	63
30	$\frac{74}{70}$	$\frac{71}{66}$	$\frac{70}{60}$	$\frac{64}{51}$	$\frac{71}{76}$	$\frac{66}{74}$	$\frac{49}{72}$	$\frac{42}{47}$	$\frac{54}{79}$	$\frac{57}{75}$	$\frac{53}{64}$	$\frac{49}{36}$	$\frac{48}{36}$	$\frac{50}{44}$	$\frac{52}{72}$	$\frac{49}{66}$	$\frac{46}{53}$	44
40	$\frac{67}{65}$	$\frac{63}{58}$	$\frac{62}{50}$	$\frac{57}{37}$	$\frac{67}{71}$	$\frac{56}{66}$	$\frac{33}{61}$	$\frac{23}{33}$	$\frac{39}{74}$	$\frac{42}{68}$	$\frac{37}{56}$	$\frac{33}{27}$	$\frac{35}{22}$	$\frac{37}{34}$	$\frac{40}{68}$	$\frac{37}{62}$	$\frac{33}{47}$	28
50	$\frac{62}{59}$	$\frac{57}{52}$	$\frac{55}{41}$	$\frac{51}{27}$	$\frac{62}{63}$	$\frac{47}{60}$	$\frac{23}{50}$	$\frac{10}{18}$	$\frac{26}{68}$	$\frac{30}{62}$	$\frac{23}{50}$	$\frac{21}{21}$	$\frac{24}{19}$	$\frac{27}{31}$	$\frac{31}{65}$	$\frac{30}{59}$	$\frac{26}{41}$	16
60	$\frac{58}{52}$	$\frac{52}{48}$	$\frac{49}{35}$	$\frac{46}{21}$	$\frac{56}{59}$	$\frac{40}{53}$	$\frac{16}{40}$	$\frac{18}{10}$	$\frac{16}{63}$	$\frac{18}{57}$	$\frac{12}{47}$	$\frac{12}{18}$	$\frac{16}{20}$	$\frac{21}{27}$	$\frac{27}{62}$	$\frac{27}{58}$	$\frac{21}{36}$	7
70	$\frac{57}{48}$	$\frac{51}{46}$	$\frac{45}{34}$	$\frac{41}{17}$	$\frac{52}{55}$	$\frac{35}{49}$	$\frac{13}{32}$	$\frac{-2}{-5}$	$\frac{6}{59}$	$\frac{7}{52}$	$\frac{3}{45}$	$\frac{6}{16}$	$\frac{11}{20}$	$\frac{17}{27}$	$\frac{25}{59}$	$\frac{26}{57}$	$\frac{18}{38}$	2
80	$\frac{57}{48}$	$\frac{50}{45}$	$\frac{41}{34}$	$\frac{37}{13}$	$\frac{49}{53}$	$\frac{32}{46}$	$\frac{11}{27}$	$\frac{-5}{-1}$	$\frac{-2}{56}$	$\frac{-2}{47}$	$\frac{-3}{41}$	$\frac{-3}{12}$	$\frac{4}{18}$	$\frac{11}{30}$	$\frac{23}{59}$	$\frac{24}{56}$	$\frac{18}{37}$	0
90	$\frac{56}{48}$	$\frac{50}{44}$	$\frac{40}{29}$	$\frac{34}{9}$	$\frac{46}{50}$	$\frac{31}{41}$	$\frac{10}{22}$	$\frac{-6}{-1}$	$\frac{-8}{52}$	$\frac{-7}{41}$	$\frac{-7}{36}$	$\frac{-8}{10}$	$\frac{-4}{15}$	$\frac{7}{28}$	$\frac{18}{58}$	$\frac{20}{54}$	$\frac{17}{34}$	2
100	$\frac{57}{45}$	$\frac{51}{40}$	$\frac{40}{22}$	$\frac{32}{3}$	$\frac{45}{49}$	$\frac{31}{36}$	$\frac{11}{18}$	$\frac{-6}{-2}$	$\frac{-12}{49}$	$\frac{-11}{39}$	$\frac{-10}{33}$	$\frac{-10}{12}$	$\frac{-7}{15}$	$\frac{1}{27}$	$\frac{15}{56}$	$\frac{14}{53}$	$\frac{13}{31}$	3

С целью установления зависимости корреляционной функции от расстояния (вдоль параллели) на рисунке нанесены (с учетом изменения длины параллели с широтой) все данные об r (как включенные в табл. 2, так и не вошедшие в нее). С увеличением расстояния коэффициент корреляции в целом уменьшается. Однако при заданном x возможны значительные отклонения r от среднего значения $\bar{r}$, обусловленные как различиями в структуре облачности на разных широтах, так и погрешностями оценок r . Средние значения $\bar{r}$ найдены путем осреднения r для интервалов $\Delta x = 555$ км (т. е. $\Delta \lambda = 5^\circ$ на экваторе) с центрами в точках $x_i = i \Delta x$ ($i = 1, 2, 3, \dots$). Средние значения $\bar{r}(x)$ корреляционной функции вдоль параллелей можно сравнить со средними значениями $\bar{r}(y)$ этой функции вдоль меридианов (табл. 3). Видно, что



Зависимость коэффициентов корреляции от расстояния вдоль круга широты.

корреляционная связь облачности в широтном (с запада на восток) направлении значительно теснее, чем в меридиональном (с севера на юг) направлении: коэффициенты $\bar{r}(x)$ существенно больше коэффициентов $\bar{r}(y)$. В том и другом полушарии значения $\bar{r}(x)$ и $\bar{r}(y)$ монотонно убывают с увеличением расстояния. В южном полушарии коэффициенты $\bar{r}(x)$ более медленно, чем в северном полушарии убывают с увеличением x . Более того, при $x > 3000$ км коэффициенты $\bar{r}(x)$ с увеличением x даже возрастают. Что касается $\bar{r}(y)$, то они в южном полушарии очень быстро с ростом y убывают, переходят через 0 при $y \approx 1700$ км и затем становятся отрицательными. Таким образом, различие между $\bar{r}(x)$ и $\bar{r}(y)$

в южном полушарии еще существеннее, чем в северном. Нетрудно понять, что отмечаемая закономерность ($\bar{r}(x) > \bar{r}(y)$ при $x=y$) обусловлена преобладанием зональных потоков (с которыми перемещается и облачность) над меридиональными. Благодаря этому, облачные поля более однородны вдоль параллелей и более изменчивы в меридиональном направлении. По этой же причине в южном (океаническом) полушарии, где зональные потоки еще больше преобладают над меридиональными, связь между облачностью вдоль параллелей сильнее, а вдоль меридианов слабее, чем в северном полушарии (что уже отмечалось по данным табл. 2).

Таблица 3

Осредненные коэффициенты корреляции (%) нормированных среднемесячных значений f (вдоль параллелей — $\bar{r}(x)$, вдоль меридианов — $\bar{r}(y)$). 1971—1975 гг.

$\bar{r}$	Расстояние, км									
	555	1110	1665	2220	2775	3330	3885	4440	4995	5550

Северное полушарие

$\bar{r}(x)$	75	72	60	56	44	40	32	32	19	17
$\bar{r}(y)$	81	53	25	2	-16	-24	-23	-17	-6	—

Южное полушарие

$\bar{r}(x)$	78	67	59	52	45	50	34	49	36	38
$\bar{r}(y)$	71	36	4	-19	-31	-38	-39	-37	-25	—

Приведем еще оценки пространственных масштабов корреляции: $x^* = \int_0^\infty \bar{r}(x) dx$, $y^* = \int_0^\infty \bar{r}(y) dy$, при зависимости r от x и y , близкой к экспоненциальной, масштабы x^* и y^* определяются [4] из соотношений: $\bar{r}(x^*) = 0,37$; $\bar{r}(y^*) = 0,37$. Из данных табл. 3 получаем: $x_C^* = 3540$ км; $y_C^* = 1430$ км в северном и $x_{Ю}^* \leq 4950$ км, $y_{Ю}^* = 1094$ км в южном полушарии. Видно, что масштабы корреляции вдоль параллелей (x_C^* и $x_{Ю}^*$) существенно больше масштабов вдоль меридианов (y_C^* и $y_{Ю}^*$); кроме того, $x_C^* < x_{Ю}^*$ и $y_C^* > y_{Ю}^*$, что обусловлено уже отмеченной более сильной выраженной зональностью поля облачности в южном полушарии по сравнению с северным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арушанов М. Л. Пространственно-временная статистическая структура крупномасштабных облачных полей над среднеазиатским регионом. — Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 204, с. 31—45.
2. Волкова В. И. Временная изменчивость общей облачности на территории СССР. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1976, вып. 25, с. 64—69.
3. Дубровина Л. С. Пространственная структура облачности над Европейской территорией СССР. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1976, вып. 25, с. 70—76.
4. Жуковский Е. Е., Киселева Т. Л., Мандельштам С. М. Статистический анализ случайных процессов. — Л.: Гидрометеониздат, 1976. — 407 с.
5. Ионтова Г. М., Лугина К. М. Статистическая структура поля облачности. — Труды ГГО, 1973, вып. 308, с. 133—144.
6. Кобышева Н. В. Косвенные расчеты климатических характеристик. — Л.: Гидрометеониздат, 1971. — 189 с.
7. Матвеев Ю. Л. Пространственная структура глобального поля облачности. — Труды ГГО, 1981, вып. 460, с. 38—43.
8. Матвеев Ю. Л. Статистические характеристики глобального поля облачности. — Материалы семинара «Атмосфера — океан — космос» / Под рук. акад. Г. И. Марчука. Препринт № 15. — 27 с.
9. Статистическая структура метеорологических полей / Под ред. В. И. Захарьева, Р. Целнаи. — Будапешт, 1976.
10. Титов В. И. (ред.) Атлас климатических характеристик облачности по данным ИСЗ. — М.: Гидрометеониздат, 1980. — 290 с.
11. Титов В. И., Матвеев Ю. Л. Поле облачности над южным полушарием. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1980, вып. 71, с. 86—94.
12. Элизбарашвили Э. Ш., Попов А. А. Облачность над Закавказьем. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1981, № 2, с. 100—107.

УДК 551.509.615

П. М. МУШЕНКО (ЛГМИ)

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ РАССЕИВАНИЯ ТУМАНОВ С ПОМОЩЬЮ ТУРБОРЕАКТИВНЫХ ДВИГАТЕЛЕЙ

Искусственное рассеяние (просветление) туманов над взлетно-посадочной полосой (ВПП) осуществляется главным образом для того, чтобы в момент взлета и посадки, а особенно в наиболее ответственный момент, предшествующий касанию самолетом полосы, пилот мог видеть ВПП.

Большинство эксплуатируемых в настоящее время систем посадки и взлета по степени надежности пока еще не могут соперничать с визуальной посадкой и взлетом, так как глаз человека «чувствует» высоту и направление полета точнее самых совершенных приборов [2].

Интерес к проблеме искусственного рассеяния туманов поддерживается в основном в связи с задачей обеспечения безопасности полетов, бесперебойности работы авиации и эффективного использования авиационной техники в различных погодных условиях. Следует ожидать, что острота проблемы еще более возрастет в будущем ввиду непрерывного развития транспорта и повышения требований в отношении качества метеорологического обеспечения полетов самолетов и вертолетов.

Среди всех известных способов просветления туманов наиболее пригодными для практики являются тепловые воздействия. К ним относится и метод рассеяния с помощью турбореактивных двигателей (ТРД).

Несмотря на то что ТРД с целью рассеяния туманов применяются сравнительно давно, с теоретической точки зрения этот способ воздействия разработан недостаточно полно.

Настоящая статья посвящена расчету температурных и геометрических границ зоны просветления в тумане, а также исследованию возможностей повышения эффективности искусственных воздействий на туманы с помощью ТРД. Под зоной просветления будем понимать ту часть струи ТРД, в пределах которой относительная влажность смеси продуктов сгорания авиационного топлива и атмосферного воздуха меньше 100% (над плоской поверхностью воды). На границе зоны просветления эта влажность принимается равной 100%. При указанных условиях частицы тумана будут испаряться даже на границе зоны просветления, так как упругость насыщенного пара над выпуклой поверхностью частиц тумана больше, чем над плоской поверхностью воды.

При сжигании авиационного топлива в камере сгорания ТРД выделяется огромное количество тепла и на срезе реактивного сопла температура выхлопных газов составляет несколько сот градусов [4]. Наряду с этим в результате реакции водорода, содержащегося в топливе, и кислорода, поступающего в двигатель вместе с атмосферным воздухом, образуется значительное количество водяного пара (при сгорании 1 кг керосина или бензина образуется около 1,3 кг водяного пара).

Поступивший из ТРД нагретый и сильно увлажненный газ под влиянием турбулентного обмена смешивается с воздухом. В результате такого смешения в струе, выбрасываемой двигателем, понижается как содержание водяного пара, так и его температура. Понижение температуры приводит к уменьшению максимальной удельной влажности, что приближает газ к состоянию насыщения. Если падение температуры велико, то дефицит влажности стремится к нулю и при определенных условиях может начаться конденсация водяного пара и образование искусственного тумана. Такие условия создаются на больших удалениях от среза сопла ТРД при низких температурах атмосферного воздуха. В области же непосредственно за соплом падение температуры при любых условиях мало и пар не достигает насыщения и даже

удаляется от него. Именно в этой части струи и образуется зона просветления.

В зависимости от параметров смешивающихся газов могут встретиться различные случаи изменения относительной влажности в реактивной струе, но при любых условиях вблизи сопла образуется зона просветления того или иного размера.

Объем и границы зоны просветления можно определить лишь в том случае, если известно распределение в струе ТРД температуры и концентрации водяного пара. Температурные границы зоны просветления определяются без детального расчета полей температуры и влажности в струе следующим образом.

В случае изобарического смешения масс газов с различными температурами, влажностями и теплоемкостями на основе условий сохранения теплосодержания и массы водяного пара можно записать следующие уравнения:

$$m' c_p' T' + m'' c_p'' T'' = (m' c_p' + m'' c_p'') T, \quad (1)$$

$$m' q' + m'' q'' = (m' + m'') q, \quad (2)$$

где m — масса, T — температура, q — удельная влажность, C_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении. Штрихи ' и '' соответствуют истекающему из сопла газу и атмосферному воздуху. Параметры без индекса относятся к смеси газов. Из (1) и (2) получим

$$T = \frac{T' + an T''}{1 + an}, \quad (3)$$

$$q = \frac{q' + nq''}{1 + n}, \quad (4)$$

где $a = c_p'' / c_p'$ — отношение теплоемкостей, $n = m'' / m'$ — отношение масс смешивающихся газов.

Основная трудность, с которой приходится встречаться при построении количественной теории процесса рассеяния туманов с помощью ТРД, связана с тем, что современные теории не разработаны настолько, чтобы, зная начальные параметры смешивающихся газов, можно было получить распределение параметра n в реактивной струе. В то же время поля температуры и концентраций примеси в турбулентной струе изучены достаточно хорошо [1]. Чтобы обойти эту трудность, исключим из рассмотрения параметр n . С этой целью решим (3) относительно n и результат подставим в (4):

$$q(T) = \frac{(aq' - q'')(T - T'') + q''(T' - T'')}{(a - 1)(T - T'') + (T' - T'')}. \quad (5)$$

Полученное соотношение (5) имеет чрезвычайно простой вид и позволяет по известным начальным параметрам смешивающихся газов (T' и T'' , q' и q'' , c_p' и c_p'') легко определить удельную влажность при любых значениях температуры смеси газов T , варьирующих, разумеется, в пределах между T' и T'' .

Если удельная влажность больше насыщающей, то пар называют пересыщенным. Степень пересыщения пара выражается уравнением

$$S = \frac{q(T)}{q_n(T)}, \quad (6)$$

где $q(T)$ — удельная влажность смеси газов, рассчитываемая по формуле (5), а $q_n(T)$ — максимальная (насыщающая) удельная влажность смеси газов при температуре T .

Насыщающая удельная влажность определяется с помощью формулы [5].

$$q_n(T) = \frac{\mu E_0}{mP} \exp \left[\frac{L}{R_n} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right], \quad (7)$$

где μ и m — относительная молекулярная масса воды и воздуха соответственно, E_0 — упругость насыщения водяного пара при температуре T_0 , L — удельная теплота парообразования, R_n — удельная газовая постоянная водяного пара.

Подставив (5) и (7) в (6), получим

$$S = \left[\frac{(aq' - q'')(T - T'') + q''(T' - T'')}{(a - 1)(T - T'') + (T' - T'')} \right] \frac{mP}{\mu E_0} \exp \times \\ \times \left[\frac{L}{R_n} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \right]. \quad (8)$$

Теперь видно, что пересыщение пара в зоне смешения газов с различными температурами, влажностями и теплоемкостями не зависит от пространственного распределения температуры и влажности в зоне смешения, а целиком определяется начальными параметрами смешивающихся газов. Другими словами, даже не проводя анализа пространственного распределения влажности и температуры в зоне смешения, можно, пользуясь формулой (8), определить при каких температурах смеси газов пар будет пересыщен, а при каких — недосыщен.

Из уравнения (8) видно, что функциональная зависимость пересыщения водяного пара от температуры T может иметь максимум. Максимум пересыщения S_m можно найти из условия

$$\frac{dS}{dT} = 0 \quad \text{при} \quad \frac{d^2S}{dT^2} < 0, \quad (9)$$

применив его к (8). Тогда условие рассеяния или образования тумана можно записать в виде

$$S_m \leq 1. \quad (10)$$

Если окажется, что максимальное пересыщение меньше единицы, то просветление тумана будет иметь место в пределах всей реактивной струи ТРД. Очевидно, что такие условия будут идеальными для просветления тумана. Если же максимальное пересыщение окажется больше единицы, то для оценки возможностей просветления тумана необходимо определить размеры той части струи ТРД, в пределах которой выполняется условие $S < 1$. Для такой оценки необходимо знать параметры смешивающихся газов и прежде всего влажность и температуру выхлопных газов ТРД.

Условимся в дальнейшем писать стехиометрические уравнения химических реакций для таких количеств элементарных частей авиационного топлива, которые в сумме дают 1 г топлива, т. е. $C + H + O = 1$ г, где C , H и O — элементарный состав топлива, выраженный в граммах.

Известно, что для определения концентрации составных частей продуктов сгорания топлива в сопле ТРД необходимо знать либо закономерности изменения расхода топлива и воздуха в зависимости от режима работы двигателя, либо изменение коэффициента избытка воздуха во времени.

Согласно [4], связь между расходом топлива и воздуха характеризуется соотношением

$$\frac{G_m}{G_v} = \frac{1}{\alpha l_0}, \quad (11)$$

где α — полный коэффициент избытка воздуха, l_0 — теоретически необходимое количество воздуха, под которым понимается количество воздуха, требующегося для полного сгорания 1 кг топлива.

Величина l_0 определяется по формуле

$$l_0 = \frac{8}{0,69} C + 8H - O \frac{\text{кг воздуха}}{\text{кг топлива}}, \quad (12)$$

где C , H и O — как и ранее, элементарный состав топлива.

Для реакции сгорания водорода имеем по стехиометрическому уравнению



или



Отсюда видно, что при сгорании G_m кг топлива, содержащего $H\%$ водорода, образуется $9G_m H$ кг водяного пара.

Концентрацию водяного пара в выхлопных газах можно рассчитать по формуле

$$q' = \frac{9 G_m H + G_v q''}{G_m + G_v}. \quad (15)$$

С учетом (11) и (15) окончательно имеем:

$$q' = \frac{9 H + G_v q''}{1 + \alpha l_0}. \quad (16)$$

Если реактивное сопло снабжено расширяющимся насадком Лавалля, в котором происходит полное расширение газа, то такой режим работы ТРД называется докритическим. При таком режиме давление в выходном сечении сопла равно давлению атмосферного воздуха и смешение газов в струе ТРД происходит в изобарических условиях.

При простом, сужающемся сопле, в его выходном сечении устанавливается давление большее, чем в окружающей среде. Такое истечение газов называется критическим, и температура газа в выходном сечении сопла в таком случае может быть рассчитана по формуле [4]:

$$T' = T^* \left[1 - \frac{1}{\eta_{ад}^* \eta_m} \frac{T'' \left(1 + \frac{k-1}{2} M^2 \right)}{T^*} \left(\pi_k^{*\frac{k-1}{k}} - 1 \right) \right] \times \\ \times \left\{ 1 - \eta_{p,q} \left[1 - \beta_{кр}^{*\frac{k-1}{k}} \right] \right\}, \quad (17)$$

где

$$\beta_{кр} = \left(\frac{2}{k+1} \right)^{\frac{k}{k-1}}; \quad (18)$$

$$M = \frac{v}{c} \quad (19)$$

— число Маха, T^* — температура торможения газа перед турбиной, $\eta_{ад}^*$ — адиабатный КПД компрессора по параметрам заторможенного потока, η_m — механический КПД всего двигателя, T'' — температура атмосферного воздуха, v — скорость полета, c — скорость звука, π_k^* — степень повышения давления в компрессоре по заторможенным параметрам потока, $\eta_{p,c}$ — КПД реактивного сопла, k — показатель политропы.

В рассматриваемом случае установки ТРД на земле $v=0$, $M=0$, формула (17) несколько упрощается и приобретает вид

$$T' = T^* \left[1 - \frac{1}{\eta_{ад}^* \eta_m} \frac{T''}{T^*} \left(\pi_k^{*\frac{k-1}{k}} - 1 \right) \left\{ 1 - \eta_{p,c} \left[1 - \beta_{кр}^{*\frac{k-1}{k}} \right] \right\} \right]. \quad (20)$$

При докритическом режиме истечения газов температура на выходе из сопла ТРД определяется по формуле [4]:

$$T' = T^* \left[1 - \frac{1}{\eta_{ад}^* \eta_{lm}} \frac{T' + \frac{k-1}{2} M^2}{T^*} \left(\pi_k^{*\frac{k-1}{k}} - 1 \right) \right] \times \\ \times \left\{ 1 - \eta_{p.c} \left[1 - \left(\frac{P''}{P_T^*} \right)^{\frac{k-1}{k}} \right] \right\}, \quad (21)$$

где P_T^* — давление торможения за турбиной, которое рассчитывается по формуле

$$P_T^* = \frac{\pi_d^* \pi_k^* \sigma_{k,c}^*}{\pi_T^*} P, \quad (22)$$

где π_d^* — степень повышения давления от скоростного напора воздуха во входном сечении двигателя, π_k^* — степень повышения давления в компрессоре, $\sigma_{k,c}^*$ — коэффициент давления в камере сгорания, определяющий падение полного давления в камере вследствие гидравлических потерь, связанных с подводом тепла π_T^* — степень понижения давления в турбине, P — атмосферное давление.

При докритическом истечении газов давление на срезе сопла всегда больше атмосферного, но оно быстро (со скоростью звука) выравнивается и становится равным атмосферному давлению. Поэтому и при докритическом режиме истечения процесс смешения продуктов сгорания топлива с атмосферным воздухом можно считать изобарическим.

Так же как и в случае критического истечения газов из сопла при установке ТРД стационарно на земле $v=0$, $M=0$, слагаемое содержащее число Маха (M) в формуле (21), становится равным нулю и эта формула несколько упрощается.

Параметры ТРД, входящие в формулу (21), определяются либо опытным путем, либо путем расчетов [4].

Для определения температурных границ зоны просветления используем формулу (8):

$$S = \frac{(aq' - q'')(T - T'') + q''(T' - T'')}{(a-1)(T - T'') + (T' - T'')} \frac{mP}{\mu E_0} \exp \left[\frac{L}{R_n} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \right]$$

Как указывалось выше, на границе зоны просветления

$$S=1. \quad (22')$$

Применив условие (22) к (8), получим следующее уравнение:

$$\frac{\mu E_0}{mP} \exp \left[\frac{L}{R_n} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T_{гр}} \right) \right] = \frac{(aq' - q'')(T_{гр} - T'') + (T' - T'')q''}{(a-1)(T_{гр} - T'') + (T' - T'')}, \quad (23)$$

где $T_{гр}$ — температура на границе зоны просветления, при которой $S=1$.

Для нахождения граничной температуры $T_{гр}$ необходимо решить уравнение (23) относительно $T_{гр}$. Но выразить $T_{гр}$ через параметры струи и тумана затруднительно, так как это уравнение трансцендентно. Поэтому удобно решать эту задачу графическим путем, предварительно упростив уравнение (23) следующим образом.

Согласно [4], полный коэффициент избытка воздуха для большинства ТРД составляет около 4—5, а теоретически необходимое количество воздуха варьирует в пределах от 13 до 14 кг. Расчет по формуле (11) показывает, что для сгорания 1 кг топлива требуется от 52 до 63 кг воздуха. При таких условиях без большой погрешности можно положить в формуле (23) $a \approx 1$. Тогда уравнение (23) примет вид

$$\frac{\mu E_0}{mP} \exp \left[\frac{L}{R_n} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T_{гр}} \right) \right] = \frac{q' - q''}{T' - T''} (T_{гр} - T'') + q''. \quad (24)$$

Граничная температура определится в точке пересечения прямой

$$q(T) = \frac{q' - q''}{T' - T''} (T - T'') + q'' \quad (25)$$

и кривой

$$q_n(T) = \frac{\mu E_0}{mP} \exp \left[\frac{L}{R_n} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right]. \quad (26)$$

Выполним расчет граничной температуры $T_{гр}$, упростив его, полагая, что частицы тумана, испарившись, образуют пересыщенный пар, который затем смешивается с выхлопными газами. При таких условиях удельная влажность (удельное влагосодержание) тумана будет равно [3]:

$$q''(T'') = q_n(T'') + \frac{\mu W T''}{217 m P}, \quad (27)$$

где W — водность тумана. Кроме того, при расчете будем учитывать то обстоятельство, что водность тумана определенным образом зависит от его температуры [3].

На-рис. 1 приведены результаты расчета избыточной граничной температуры $\Delta T_{\text{гр}} = T_{\text{гр}} - T''$. Расчеты выполнены при различных температуре $t''^{\circ}\text{C}$ и водности W тумана и при атмосферном давлении $P=1000$ гПа. Температура выхлопных газов принята равной 826К.

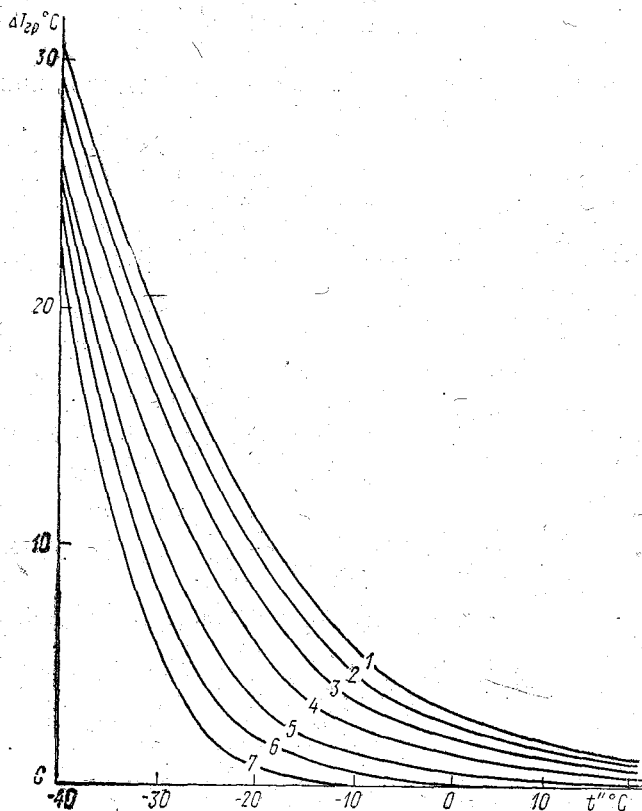


Рис. 1. Зависимость избыточной граничной температуры и водности тумана (г/м^3):
1—0,04; 2—0,1; 3—0,2; 4—0,4; 5—0,6; 6—0,8; 7—1,0.

Из рис. 1 видно, что граничная температура существенно зависит от температуры тумана и в меньшей мере от его водности. При этом чем выше температура тумана и чем больше его водность, тем выше температура на границе зоны просветления.

Для определения размеров зоны просветления в тумане необходимо знать распределение температуры в струе ТРД. Сложность решения этой задачи обусловлена прежде всего тем, что характер распределения температуры в струе ТРД зависит от мно-

жества часто не поддающихся корректному учету факторов: от размеров и формы насадка (сопла), режима работы двигателя, неравномерности распределения температуры и скорости истечения в начальном сечении струи (на срезе сопла), степени неизотермичности струи, отсутствия надежных данных о величине константы турбулентности, скорости и направления перемещения окружающей струю среды (ветра), влияния турбулентности внешней среды на турбулентность внутри струи и т. д.

Уже простой перечень факторов, осложняющих задачу расчета профиля температуры в струе, показывает, что эта задача может быть решена лишь приближенно, путем допущения ряда ограничительных условий.

Рассмотрим наиболее простой, но часто встречающийся случай, когда ТРД используются для просветления туманов при штилевых условиях погоды. Предположим также, что поля температуры, влажности и турбулентности в атмосфере стационарны. Согласно [1], распределение температуры в свободной затопленной осесимметричной неизотермической струе описывается формулой

$$\Delta T = T - T'' = \frac{0,7 r_0 \Delta T_0}{a' x} \left[1 - \left(\frac{y}{3,4 a' x} \right)^{3/2} \right], \quad (28)$$

где $\Delta T_0 = T' - T''$ — избыточная температура на срезе сопла ТРД, начальная разность температур струя — окружающая среда, r_0 — радиус сопла, x и y — координаты рассматриваемой точки (ось x совпадает с осью струи, а ось ординат располагается в плоскости поперечного по отношению к оси сечения струи), a' — константа турбулентности. Обозначив

$$B = \frac{\Delta T a'}{0,7 r_0 \Delta T_0}, \quad (29)$$

получим в явном виде зависимость y от x :

$$y = 3,4 a' x (1 - Bx)^{2/3}. \quad (30)$$

Так как струя осесимметрична, то начальное выражение для объема зоны просветления будет иметь вид

$$V = \int_{x_0}^x \pi y^2 dx. \quad (31)$$

Подставив (30) в (31), получим

$$V = \pi (3,4 a')^2 \int_{x_0}^x (1 - B_{\text{гр}} x) \sqrt{1 - B_{\text{гр}} x} x^2 dx. \quad (32)$$

Выполнив интегрирование, будем иметь следующую формулу для расчета объема зоны просветления:

$$V = \pi (3,4 a')^2 \frac{0,0593}{B_{\text{гр}}^3}, \quad (33)$$

где

$$B_{гр} = \frac{\Delta T_{гр} \alpha'}{0,7 r_0 \Delta T_0} \quad (34)$$

Из формул (33) и (34) следует, что существуют, по крайней мере три возможные пути повышения эффективности просветления туманов (рис. 2) с помощью ТРД, а именно:

- 1) уменьшение избыточной граничной температуры;
- 2) увеличение размеров начального сечения струи;
- 3) повышение начальной избыточной температуры;

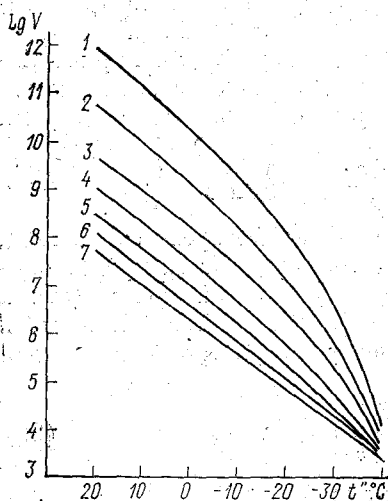


Рис. 2. Объем зоны просветления при различных температурах водностах тумана.

Обозначения см. на рис. 1.

Рассмотрим подробнее каждую из указанных возможностей.

1. Из формулы (23) видно, что избыточная граничная температура $\Delta T_{гр}$ тем меньше, чем больше ΔT_0 и меньше начальная избыточная влажность $\Delta q_0 = q' - q''$. Отсюда следует, что для увеличения объема зоны просветления необходимо использовать топливо с наименьшим содержанием водорода и с наибольшей теплотворной способностью.

2. Главный резерв для увеличения объема зоны просветления заключен в увеличении начального сечения струи r_0 . Этого можно достичь как применением ТРД с большими размерами среза сопла r_0 , так и путем компоновки сопел ТРД по схеме. Так, например, при компоновке четырех ТРД получим общий начальный радиус сечения струи

$$R_0 = 2,41 r_0.$$

и объем зоны просветления будет более чем в 25 раз превышать объем зоны просветления одного двигателя.

3. Увеличение начальной избыточной температуры ΔT_0 можно достичь различными способами:

- использованием топлива с большой теплотворной способностью (см. также п. 1);
- выбором соответствующего режима работы ТРД;
- подбором ТРД соответствующей конструкции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович Г. Н. Прикладная газовая динамика. — М.: Наука, 1979, 110 с.
2. Баранов А. М., Солонин С. В. Авиационная метеорология. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 381 с.
3. Боровиков А. М. и др. Физика облаков. Под ред. А. Х. Хргиана. — Л.: Гидрометеиздат, 1961. — 458 с.
4. Иноземцев Н. В. Авиационные газотурбинные двигатели. Теория и рабочий процесс. — М.: Оборонгиз, 1955. — 351 с.
5. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 751 с.

УДК 551.509

В. В. КЛЕМИН, С. С. СУВОРОВ, (ВИКИ)

ОПТИМАЛЬНОЕ УПРАВЛЕНИЕ РАССЕЙВАНИЕМ ТУМАНА

В настоящее время для моделирования образования и эволюции тумана и слоистообразной облачности успешно применяется метод инвариантов, предложенный Л. Т. Матвеевым [1, 2]. В основе этого метода лежит гипотеза о достаточно полном увеличении капель воды в облаках и туманах теми частицами воздуха (молями), которые участвуют в турбулентном обмене теплосодержанием и водяным паром. При таком предположении перенос влагосодержания описывается таким же уравнением, как описывается перенос водяного пара [1]:

$$\frac{\partial \tilde{S}}{\partial t} + u \frac{\partial \tilde{S}}{\partial x} + v \frac{\partial \tilde{S}}{\partial y} + w \frac{\partial \tilde{S}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k^1 \frac{\partial \tilde{S}}{\partial z}, \quad (1)$$

где $\tilde{S} = S + \delta$ — удельное влагосодержание, δ — удельная водность, S — удельная влажность.

Преобразование уравнений притока водяного пара и тепла позволяет записать второе прогностическое уравнение в следующем виде:

$$\frac{\partial \Pi}{\partial t} + u \frac{\partial \Pi}{\partial x} + v \frac{\partial \Pi}{\partial y} + w \frac{\partial \Pi}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k^1 \frac{\partial \Pi}{\partial z}, \quad (2)$$

где

$$\Pi(x, y, z, t) = \Theta(x, y, z, t) + \frac{L}{c_p} S(x, y, z, t),$$

L — удельная теплота парообразования.

Граничные условия для уравнений (1) и (2) задаются в виде потоков тепла и влаги, которые определяются в первую очередь разностью температур воздуха и подстилающей поверхности.

Если моделировать эволюцию тумана над сушей на значительном удалении от водной поверхности, притоком влаги от подстилающей поверхности можно пренебречь. В этом случае можно также пренебречь горизонтальными градиентами температуры влагосодержания. Если при этом отсутствуют упорядоченные вертикальные движения, то распределение удельного влагосодержания с высотой будет стационарным, т. е. $\tilde{S}$ будет заданной функцией высоты z .

Уравнение (2) при сделанных предположениях примет вид

$$\frac{\partial \Pi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k^1 \frac{\partial \Pi}{\partial z}.$$

Для простоты будем полагать, что коэффициент турбулентности k^1 не зависит от высоты. Тогда окончательно получаем

$$\frac{\partial \Pi}{\partial t} = k^1 \frac{\partial \Pi}{\partial z}. \quad (3)$$

В тумане удельная влажность S является насыщающей, т. е. определяется температурой T . Тогда при неизменном давлении p функция Π однозначно определяется температурой воздуха T и уравнение (3) можно записать в виде

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2},$$

где $k = Ck^1$ (C — константа).

Пусть в начальный момент времени распределение по высоте удельной влажности и водности известно. Ввиду стационарности удельного влагосодержания можно вычислить такое распределение температуры по высоте, при котором удельная водность будет равна нулю, т. е. при котором туман рассеется.

Сформулируем теперь задачу управления рассеянием тумана следующим образом. Пусть известно начальное распределение температуры в тумане $T(z, 0) = T_0(z)$, которое может быть произвольным. Пусть также известно распределение температуры по высоте $T(z, \tau) = T^*(z)$ в момент времени τ ($\tau > 0$ и не фиксировано), при котором туман рассеется. Нужно, управляя потоком тепла вблизи подстилающей поверхности, перевести за минимальное время τ кривую стратификации $T_0(z)$ в заданную функцию высоты $T^*(z)$.

Математически данная задача формулируется следующим образом: отыскать функцию $u(t)$, $0 \leq t \leq \tau$, минимизирующую функционал

$$I = \int_0^{\tau} dt = \tau \quad (4)$$

при переводе системы из состояния $T_0(z)$ в $T_{\tau}^*(z)$ ($T_0(z)$ и $T_{\tau}(z)$ — заданы, причем $T_0(z)$ произвольно), если поведение системы описывается уравнением

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (5)$$

и граничными условиями

$$-\lambda \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} = \alpha [u(t) - T(0, \tau)], \quad (6)$$

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=h} = 0, \quad (7)$$

где $u(t)$ — искомая функция управления, на которую наложено ограничение

$$|u(t)| \leq l, \quad (8)$$

α — коэффициент теплообмена, λ — коэффициент теплопроводности, h — верхняя граница тумана.

Решим эту задачу, используя метод прямых. Разобьем отрезки $[0, h]$ оси z на n интервалов точками $z_0=0$, $z_1=\rho$, $z_2=2\rho$, ..., $z_n=h$, где $\rho=h/n$.

Пусть температура в средней точке каждого интервала определяется величиной T_i , где $i=1(1)n$. Температура поверхности, с которой происходит нагрев, при $z=0$ равна T_0 , а температура на верхней границе n при $z=h$ равна T_{n+1} .

Заменив в (6) частную производную $\partial T / \partial z$ первой разностью по z , получим

$$-\lambda \frac{T_1 - T_0}{\frac{\rho}{2}} = \alpha (u - T_0). \quad (9)$$

Заменив также в (5) вторую частную производную по z функции $Q(z, t)$ центральной разностью, получим следующую дифференциально-разностную систему:

$$\frac{dT_1}{dt} = a \frac{\frac{T_2 - T_1}{\rho} - \frac{T_1 - T_0}{\rho/2}}{\rho}; \quad (10)$$

для $T_i, i=2(1)n-1$

$$\frac{dT_i}{dt} = a \frac{\frac{T_{i+1} - T_2}{\rho} - \frac{T_i - T_{2-1}}{\rho}}{\rho}; \quad (11)$$

для T_n

$$\frac{dT_n}{dt} = \frac{\frac{T_{n+1} - T_n}{\rho/2} - \frac{T_n - T_{n-1}}{\rho}}{\rho}. \quad (12)$$

Заменив в (7) $\partial T / \partial z$ направленной разностью по z , получим

$$\frac{T_{n+1} - T_n}{\rho/2} = 0. \quad (13)$$

Учитывая (13), из (9)–(12) получаем

$$\begin{cases} T_0 = \frac{\beta}{2+\beta} u + \frac{2}{2+\beta} T_1, \\ \frac{dT_1}{d\tau} = 2T_0 - 3T_1 + T_2, \\ \frac{dT_i}{d\tau} = T_{i-1} - 2T_i + T_{i+1}, \quad i=2(1)n-1, \\ \frac{dT_n}{d\tau} = T_{n-1} - T_n, \end{cases}$$

где

$$\tau = \frac{dt}{\rho^2} = n^2 F_0, \quad \beta = \frac{\alpha \rho}{\lambda} = \frac{1}{n} B_i,$$

(F_0 — критерий Фурье, B_i — критерий Био).

Подставим T_0 из первого уравнения последней системы во второе. Получим следующую систему обыкновенных дифференциальных уравнений

$$\begin{cases} \frac{dT_1}{d\tau} = \frac{2\beta}{2+\beta} u - \frac{2+3\beta}{2+\beta} T_1 + T_2, \\ \frac{dT_i}{d\tau} = T_{i-1} - 2T_i + T_{i+1}, \quad i=2(1)n-1, \\ \frac{dT_n}{d\tau} = T_{n-1} - T_n, \end{cases}$$

для нахождения, в частности, оптимального управления $u(t)$. Применяя принцип максимума Понтрягина, функцию H запишем в виде

$$H = -\psi_0 + \psi_1 \left(\frac{2\beta}{2+\beta} u - \frac{2+3\beta}{2+\beta} T_1 + T_2 \right) + \sum_{i=2}^{n-1} \psi_i (T_{i-1} - 2T_i + T_{i+1}) + \psi_n (T_{n-1} - T_n). \quad (15)$$

Из этого видно, что H достигает максимума при $|u| \leq l$ в том случае, когда

$$u = l \operatorname{sign} \psi_1(t). \quad (16)$$

Докажем существование решения сформулированной задачи. Матрица однородной системы уравнений, соответствующей (14), имеет вид:

$$\begin{bmatrix} -\frac{2+3\beta}{2+\beta} & 1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 1 & -2 & 1 & \dots & 0 & 0 \\ 0 & 1 & -2 & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & -2 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 1 & -1 \end{bmatrix}$$

Обозначим ее через A .

Докажем, что оператор A , которому соответствует матрица A , устойчив, т. е. докажем, что действительные части всех собственных чисел матрицы A отрицательны. Поскольку матрица A действительна и симметрична, все собственные числа ее действительны.

Докажем, что все собственные числа матрицы A отрицательны. Вначале докажем, что 0 не является собственным числом A (при конечном n), т. е. докажем, что

$$\det A \neq 0.$$

Будем в нашей матрице к элементам k -той строки прибавлять соответствующие элементы $k+1$ -й строки, где $k=1(1)n-1$. В результате получим матрицу

$$A = \begin{bmatrix} -\frac{2+3\beta}{2+\beta} + 1 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 1 & -1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 0 & 1 & -1 & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 1 & -1 \end{bmatrix}.$$

Если мы теперь транспортируем матрицу, то получим матрицу жордановой формы, определитель которой равен произведению элементов, стоящих на главной диагонали. Но

$$\det A' = \det A,$$

поэтому

$$\det A = (-1)^{n-1} \left(-\frac{2+3\beta}{2+\beta} + 1 \right).$$

Из этого видно, что $\det A \neq 0$ при

$$-\frac{2+3\beta}{2+\beta} + 1 = -\frac{2\beta}{2+\beta} \neq 0,$$

т. е. при $\beta \neq 0$. Но $\beta = \frac{1}{n} B_i$ стремится к нулю при $n \rightarrow \infty$.

Итак $\det A \neq 0$ при конечном n .

Покажем далее, что

$$1 < \frac{2+3\beta}{2+\beta} \leq 3,$$

при $n \in [0, \infty]$. Так как $\beta = \frac{1}{n} B_i$, то

$$\frac{2+3\beta}{2+\beta} = \frac{2 + \frac{3}{n} B_i}{2 + \frac{1}{n} B_i} = \frac{2n + 3 B_i}{2n + B_i}.$$

Беря производную по n , получим

$$\frac{d}{dn} \left(\frac{2n + 3 B_i}{2n + B_i} \right) = \frac{2(2n + B_i) - 2(2n + 3 B_i)}{(2n + B_i)^2} = -\frac{4 B_i}{(2n + B_i)^2}.$$

Так как $B_i = \frac{ah}{\lambda} > 0$, то функция

$$f(n) = \frac{2n + 3 B_i}{2n + B_i}$$

— монотонно убывающая, так как

$$\frac{df}{dn} = -\frac{4 B_i}{(2n + B_i)^2} < 0 \text{ при } n \in [0, \infty],$$

при $n=0$ $f(n)=3$, а при $n \rightarrow \infty$

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \left(\frac{2n + 3 B_i}{2n + B_i} \right) = \frac{2}{2} = 1.$$

Итак $1 < f(n) \leq 3$, при $n \in [0, \infty]$.

Все собственные числа матрицы A находятся в объединении отрезков

$$|\lambda - a_{ii}| \leq \sum_{\substack{k=1 \\ k \neq i}}^n |a_{ik}|, i=1(1)n.$$

Действительно, если не будет выполнено последнее условие, то матрица

$$B = A - \lambda I$$

будет матрицей с доминирующей главной диагональю и, следовательно, ее определитель будет отличен от 0. Таких отрезков у нас 3.

Для $i=1$ имеем

$$\left| \lambda + \frac{2+3\beta}{2+\beta} \right| \leq 1 \text{ или } -1 - \frac{2+3\beta}{2+\beta} \leq \lambda \leq 1 - \frac{2+3\beta}{2+\beta};$$

для $i=2(1)n-1$

$$|\lambda + 2| \leq 2 \text{ или } -4 \leq \lambda \leq 0;$$

для $i=n$

$$|\lambda + 1| \leq 1 \text{ или } -2 \leq \lambda \leq 0.$$

Но $1 \leq \frac{2+3\beta}{2+\beta} \leq 3$, поэтому объединением этих отрезков будет отрезок

$$-4 \leq \lambda \leq 0.$$

Так как мы доказали, что $\lambda=0$ не является собственным числом матрицы A , то

$$-4 \leq \lambda < 0,$$

что и требовалось доказать.

Из того, что все собственные числа матрицы отрицательны, следует, что решение системы однородных дифференциальных уравнений (13) из любого начального состояния стремится к нулю [5]. Из последнего утверждения следует также, что оператор A устойчив. Вследствие того, что начало координат пространства допустимых уравнений E_r является внутренней точкой многогранника $U(U_r \in U)$, и вследствие устойчивости оператора A , для любой точки $T_0 \in T$ существует оптимальное управление, переводящее точку T_0 в начало координат [4]. Таким образом, существование решения задачи доказано.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. — Л.: Гидрометеониздат, 1965, 875 с.
2. Солдатенко С. А. Гидродинамический региональный прогноз слоисто-образной облачности и осадков. — Метеорология и гидрология, 1984, № 2, с. 5—13.
3. Бутковский А. Г. Теория оптимального управления системами с распределенными параметрами. — М.: Наука, 1965. — 470 с.
4. Понтрягин Л. С., Болтянский В. Г., Гамкренидзе Р. В., Мищенко Е. Ф. Математическая теория оптимальных процессов. — М.: Физматгиз, 1961. — 390 с.
5. Лапкастер П. Теория матриц. — М.: Наука, 1982.

УДК 551.501

А. П. БЕЛЯЕВ, Н. Г. КАШЕЕВА, А. Д. КУЗНЕЦОВ (ЛГМИ)

ВЫБОР ОПТИМАЛЬНОЙ СХЕМЫ РАЗМЕЩЕНИЯ ПУНКТОВ ЗАПУСКА АЭРОСТАТОВ

При обсуждении многочисленного круга проблем, связанных с созданием аэростатно-спутникового комплекса (АСК) как постоянно действующей оперативной системы зондирования атмосферы, встает вопрос о принципиальной возможности освещения северного полушария данными аэростатно-спутниковых измерений при разумном с экономической точки зрения количестве аэростатов.

Решению проблемы рационального размещения сети пунктов зондирования атмосферы посвящено значительное число исследований [3 и др.]. Однако эта проблема приобретает другой аспект в случае исследования информационной значимости АСК, поскольку речь идет не о фиксированной сети, а о постоянно перемещающихся вместе с воздушной массой аэростатах. Причем это перемещение, изучение которого может быть проведено с привлечением основных закономерностей циркуляции атмосферы, в настоящее время предсказуемо только в самых общих чертах.

Таким образом, возникает потребность оценки необходимого числа аэростатов, выбора уровня их полета, количества и размещения пунктов запуска, а также периодичности запуска аэростатов.

Как показано в работе [2], при совместной интерпретации аэростатной и спутниковой информации наиболее целесообразным уровнем полета аэростатов является уровень 200 гПа.

Введем в рассмотрение коэффициент k освещенности территории данными аэростатных наблюдений, под которым будем понимать отношение площади, освещенной аэростатными измерениями (с учетом их взаимного перекрытия), к площади рассматриваемой территории.

Принято считать, что в средних широтах территория удовлетворительно освещена данными аэрологического зондирования, если пункты расположены на расстоянии 300—400 км. Очевидно, что при аэростатно-спутниковом зондировании атмосферы (без привлечения аэрологической информации) эти цифры могут претерпевать существенные изменения в зависимости от различных требований и в первую очередь от необходимой точности последующей интерполяции данных. Если предположить, что она достигается при взаимном удалении аэростатов на расстояние, не превышающее некоторую величину L , то минимальное количество аэростатов N , необходимое для освещения территории северного полушария, ограниченной широтой φ , при заданном коэффициенте k и расстоянии L составит примерно

$$N = \frac{2\pi R^2(1 - \sin \varphi)}{L^2} k.$$

Если задаться, например, $\varphi = 30^\circ$ с. ш., $L = 1000$ км, $k = 0,9$, то получим $N = 115$. Однако очевидно, что ввиду неравномерного рассеяния аэростатов их действительное количество, необходимое для достижения $k = 0,9$, будет больше.

Удачный выбор пунктов и моментов запуска аэростатов является основополагающим фактором для сведения их числа к минимально необходимому, т. е. к достижению максимально возможной равномерности их рассеяния. Этот выбор может быть осуществлен лишь на основе моделирования большого количества полетов аэростатов, запускаемых из различных пунктов, расположенных на территории СССР, и выведения статистических характеристик их движения.

С этой целью был проведен следующий численный эксперимент. Из узлов широтно-долготной сетки $10 \times 10^\circ$ территории СССР моделировался ежедневный выпуск аэростатов и прослеживалось их движение на уровне 200 гПа в течение последующих 60 суток.

Ввиду существенного различия закономерностей циркуляции атмосферы в зимний и летний периоды анализ был проведен отдельно для каждого из указанных сезонов. В качестве исходного материала были использованы записанные на магнитную ленту ЭВМ ежесуточные значения геопотенциала в узлах регулярной сетки $5 \times 5^\circ$ за декабрь, январь, февраль и июнь, июль, август 1971—1976 гг. Предполагалось, что выпуск аэростатов производился в течение первых 30 суток указанных периодов.

Составляющие скорости ветра в узлах сетки рассчитывались по известным геострофическим соотношениям. При этом производ-

ные геопотенциала в рассматриваемом узле определялись по его значениям в восьми соседних узлах с помощью конечных разностей. Составляющие скорости ветра (аэростата) в точке, не совпадающей с узлом, рассчитывались по их значениям в четырех ближайших узлах путем линейной интерполяции. Ввиду того, что лишь незначительное число аэростатов, выпускаемых с территории СССР, достигало широты 30° , а также из-за неприменимости геострофических соотношений в низких широтах рассмотрение траекторий полета было ограничено указанной широтой. В тех редких случаях, когда аэростат достигал 30° с. ш., его дальнейшая траектория моделировалась только по зональной составляющей скорости до тех пор, пока меридиональная не оказывалась положительной.

Расчет координат аэростата производился по данным за текущие сутки с шагом 2 ч. Если за это время аэростат оказывался в точке, значение геопотенциала в которой отличалось от исходного более чем на 1 дкм, то проводилась коррекция его положения путем «перемещения» аэростата в ближайшую от расчетной точку, где указанное различие составляло менее 1 дкм. Такая методика позволяла избегать отклонения расчетной траектории от исходной изолинии. Через каждые 24 ч поле геопотенциала заменялось полем за следующие сутки, и расчет продолжался.

Таким образом, для каждого аэростата (общее количество 12 600) было проведено моделирование его траектории в течение 60 суток с момента «запуска» и рассчитаны средние значения составляющих его скорости и сама скорость за указанный период.

В результате было установлено, что значение средней скорости для различных аэростатов значительно изменяется: от 600 до 2800 км/сутки в зимний период и от 300 до 2000 км/сутки в летний.

Как показывает анализ расчетов, долгота пунктов запуска практически не влияет на характер распределения средних скоростей аэростатов. Что касается широты, то, как видно из гистограмм, представленных на рис. 1, средние значения скоростей движения возрастают с уменьшением широты.

Для более детального анализа траекторий движения аэростатов были рассчитаны гистограммы распределения средних значений зональной и меридиональной составляющих скоростей за указанный период для обоих сезонов.

Вначале рассмотрим результаты моделирования движения аэростатов для зимнего сезона.

При сравнении гистограмм распределения зональной составляющей скорости, полученных для разных долгот (от 30 до 170° в.д.) и любой из рассмотренных широт (70 — 40° с.ш.), выяснилось, что они практически идентичны. Из этого следует важный для наших целей вывод, что долгота пунктов запуска аэростатов при их долговременном функционировании может выбираться произвольно, т. е. определяться только технико-экономическими соображениями.

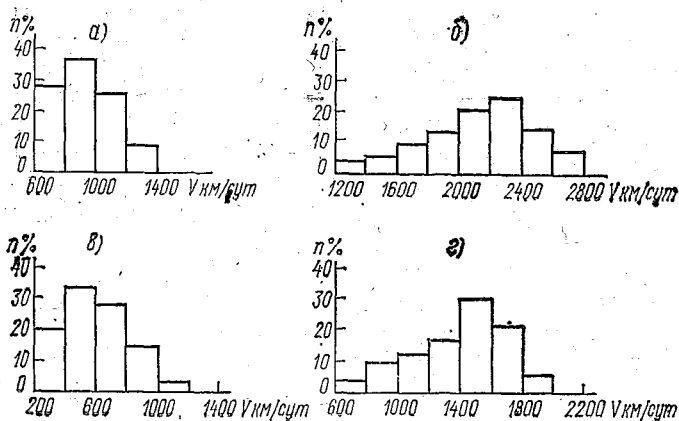


Рис. 1. Распределение средних скоростей движения аэростатов для пунктов запуска, расположенных на широтах 70, 60, 50 и 40° с. ш. (а, б, в и г соответственно); n — число аэростатов в % от общего количества.

Гистограммы распределения зональной составляющей скорости для различных широт запуска приведены на рис. 2. Отметим то обстоятельство, что на гистограммах представлен не модуль зональной составляющей, а ее среднее алгебраическое значение.

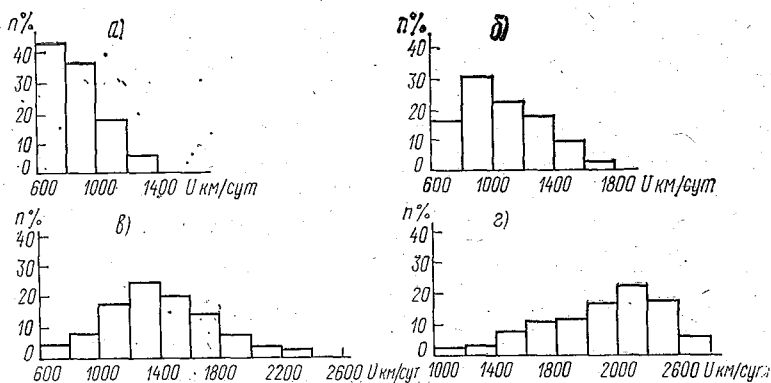


Рис. 2. Распределение зональной составляющей скорости движения аэростатов в зимний сезон для пунктов запуска, расположенных на широтах 70, 60, 50 и 40° с. ш. (а, б, в и г соответственно); n — число аэростатов в % от общего количества.

Обратимся к анализу меридиональной составляющей скорости движения аэростатов. Суточные значения этой скорости значительно изменялись как по величине (максимум достигал 1600 км/сут.), так и по знаку.

Программа расчетов в принципе позволяла выполнить детальный анализ закономерностей распределения меридиональной составляющей скорости для различных регионов северного полушария и в совокупности с данными о зональной составляющей выявить особенности циркуляции атмосферы на рассматриваемом уровне. Однако такая детализация на этапе оценочных расчетов траекторий аэростатов не представляется необходимой. Поэтому

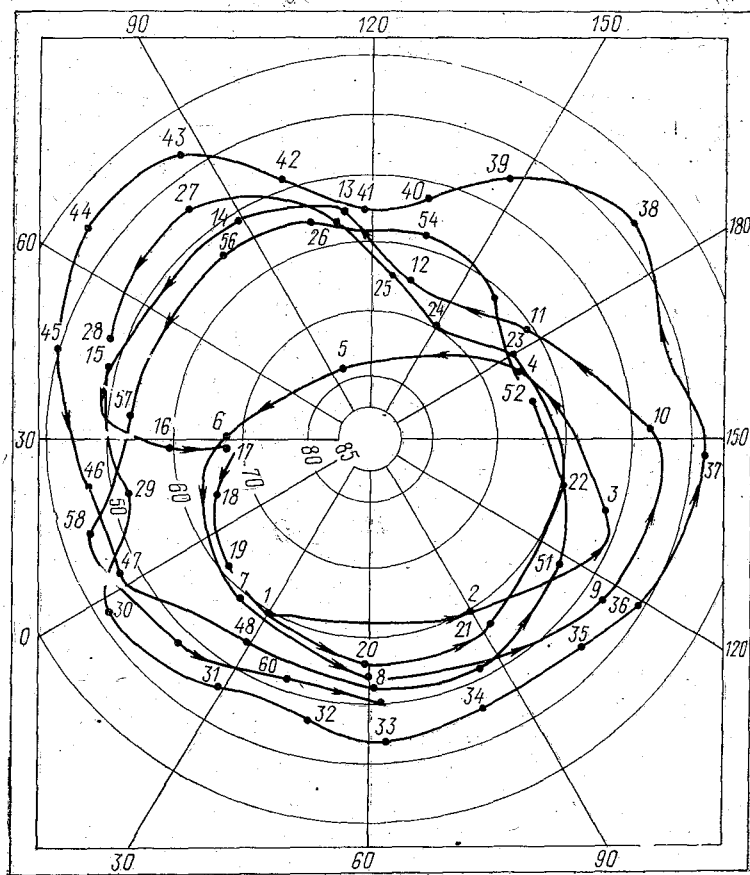


Рис. 3. Характерная траектория аэростата, выпущенного из пункта с координатами 60° с. ш. и 30° в. д.

в работе было проведено осреднение рассматриваемой величины вне зависимости от региона, т. е. за период 60 суток, как и выше для зональной составляющей скорости. Выяснилось, что среднее алгебраическое ее значение близко к нулю для всех широт (в отличие от зональной составляющей). Это вовсе не означает, как

уже указывалось, что аэростаты перемещаются вдоль долготных кругов. Для иллюстрации сказанного приведен рис. 3, на котором представлена характерная траектория аэростата, выпущенного из пункта с координатами 60° с. ш. 30° в. д.

С учетом указанной особенности движения аэростатов в зимний период на основе данных о меридиональной составляющей скорости были рассчитаны гистограммы распределения модуля отклонения аэростатов от широты запуска (рис. 4).

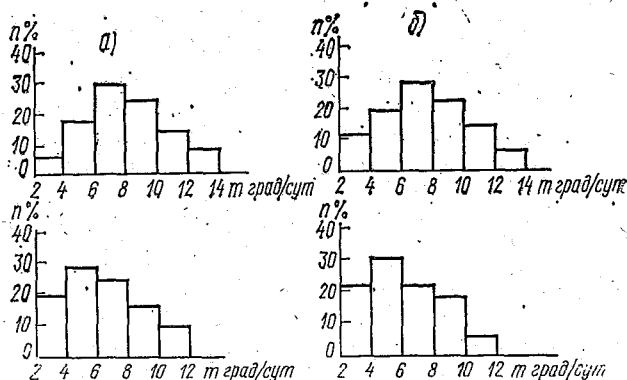


Рис. 4. Распределение модуля отклонения аэростатов от широты запуска (70, 60, 50 и 40° с. ш. — а, б, в и г соответственно); n — число аэростатов в % от общего количества; m — модуль отклонения в град/сут.

Как следует из представленных гистограмм, в 78% случаев аэростаты не удаляются от первоначальной широты более чем на 1100 км (или на 10°). Это позволяет сделать вывод о том, что пункты запуска аэростатов по широте рационально размещать на расстоянии, не превышающем 20°.

Далее, на основе приведенных гистограмм были рассчитаны средневзвешенные отклонения траекторий движения аэростатов от широт запуска по следующей формуле:

$$\bar{m} = \sum_{i=1}^M \frac{n_i m_{ср i}}{100},$$

где n_i — процент аэростатов, для которых модуль среднего отклонения их траекторий от широты запуска составляет $m_{ср i}$; M — число градаций по модулю отклонений. Оказалось, что величина $\bar{m}$ по широтам составляет соответственно 7,9; 7,5; 6,3; 6,0 для широт 70, 60, 50, 40° с. ш.

Полученные результаты исследования статистических характеристик движения аэростатов за зимний период позволяют дать

следующие рекомендации по оптимальному размещению пунктов запуска аэростатов на территории СССР:

— расположение пунктов по долготе должно выбираться из соображений удобства технической реализации;

— по широте пункты запуска должны отстоять друг от друга на $12-16^\circ$.

Обратимся к анализу результатов моделирования движения аэростатов за летний период.

Как показывают расчеты, в летний период наблюдается более сильная изменчивость направления перемещения аэростатов. Однако, как и зимой, преобладающим остается западный перенос.

На рис. 5 представлены гистограммы распределения средних алгебраических значений зональных составляющих скоростей аэростатов по широтам. Средние алгебраические значения меридиональной составляющей скоростей перемещения аэростатов за указанный период, так же как и для зимы, близки к нулю. Переход от скоростей к отклонениям положения аэростатов от широты запуска дал аналогичные зимнему периоду результаты по оптимальному размещению пунктов запуска.

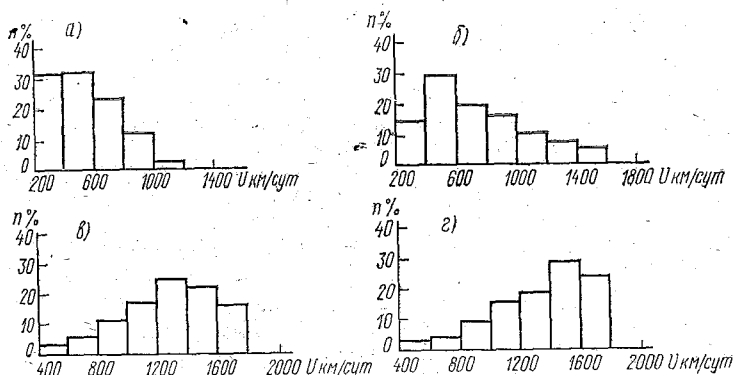


Рис. 5. Распределение зональной составляющей скорости движения аэростатов в летний период для пунктов запуска, расположенных на широтах 70, 60, 50 и 40° с. ш. (а, б, в и г — соответственно); n — число аэростатов в % от общего количества.

Таким образом, результаты моделирования движения аэростатов за летний период позволяют принять предложенную выше для зимнего периода схему распределения пунктов запуска в качестве единой для обоих сезонов, а именно: пункты запуска, минимальное число которых равняется четырем, должны располагаться на широтах, близких к $70, 60, 50$ и 40° с. ш. (в идеальном случае $75, 60, 48$ и 36° с. ш.).

Рассмотрим теперь вопрос о периодичности запуска аэростатов. Как было отмечено выше, с достаточной степенью вероятности следует предполагать, что аэростат, выпущенный с некоторой фиксированной широты, совершает движение вокруг земного шара в пределах полосы, ограниченной параллелями, отстоящими от широты запуска на $\pm 6 \div 8^\circ$ (см. рис. 2, 3, 4). Исходя из этого, для принятой нами схемы расположения пунктов запуска поверхность северного полушария разбивается на четыре подобласти, ограниченные параллелями $\varphi_1, \varphi_2, \varphi_3, \varphi_4$, для каждой из которых минимально необходимое количество аэростатов при заданном коэффициенте освещенности k и расстоянии L составляет

$$N_{\varphi_j \div \varphi_{j+1}} = k \frac{2\pi R^2}{L^2} (\sin \varphi_{j+1} - \sin \varphi_j),$$

где φ_j — значение широты ($j=0 \div 3$, φ_0 соответствует 90° с.ш.).

Если задаться рекомендуемыми значениями широт, т. е. $\varphi_2=55^\circ$, $\varphi_3=42^\circ$, $\varphi_4=30^\circ$ с.ш., то, например, для $k=0,9$ и $L=1000$ км получим следующие цифры: $N_{90 \div 69}=16$, $N_{69 \div 55}=26$, $N_{55 \div 42}=34$, $N_{42 \div 30}=39$.

Зная средневзвешенные значения зональной составляющей для указанных широт, можно получить формулу для определения количества ежедневно запускаемых аэростатов или, иными словами, периодичность запуска аэростатов:

$$\bar{n}_i = \frac{N_i \bar{u}_i}{2\pi R \cos \varphi_i}.$$

В частности, при $k=0,9$ и $L=1000$ км, для рекомендуемых широт φ_i , равных $75, 60, 48$ и 36° с.ш., периодичность запуска для зимнего сезона составит 1,34; 1,39; 1,77; 2,52 аэр./сут., соответственно, а для летнего сезона 0,84; 0,96; 1,61; 1,61 аэр./сут., т. е. запуск аэростатов должен производиться с периодичностью 18; 17; 13,5 и 9,5 ч зимой и 28,5; 25; 15 и 15 летом.

При выборе полученной выше схемы расположения пунктов и периодичности запуска аэростатов мы стремились добиться максимально возможной равномерности рассеяния аэростатов, исходя из осредненных характеристик циркуляции атмосферы на уровне 200 гПа. Очевидно, что в условиях реальной атмосферы мгновенные скорости движения воздушных потоков могут существенно отличаться от их средних значений и, следовательно, рассеяние аэростатов будет неравномерным. Поэтому реальное значение коэффициента освещенности k будет меньше расчетного.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П., Кузнецов А. Д. Зондирование атмосферы метеорологическими аэростатами. — Л.: Гидрометеиздат, 1982. — 176 с.

2. Кашеева Н. Г., Кузнецов А. Д. О повышении надежности данных дистанционного зондирования атмосферы в рамках функционирования аэростатно-спутникового комплекса. — В сб.: Анализ и прогноз полей метеорологических величин. — Л.: Изд. ЛПИ, 1981, вып. 75, с. 41—50.
3. Машкович С. А. О повышении качества объективного анализа барического поля над районами с редкой сетью аэрологических станций. — Труды ММЦ, 1965, вып. 10, с. 31—39.

УДК 551.5+551.58

Ю. В. ЛЬВОВ, Г. А. ГОРСКАЯ (ЛГМИ)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАЛЫХ ЭВМ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ЗАДАЧАМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ПОЛЕТОВ

Как известно [5], аэродромные метеостанции (АМСГ) получают разнообразную метеорологическую информацию (табл. 1), которая передается как по проводным, так и по радиоканалам связи практически непрерывно. Очевидно, что такой объем информации требует больших усилий на обработку и восприятие, а также зачастую приводит к перегруженности каналов связи, так как потребители, в силу ряда причин, стремятся получить как можно большее количество сообщений. Характер работы всех служб в системе Гражданской авиации (ГА), в том числе и метеорологической, предъявляет повышенные требования к надежности, непрерывности, оперативности, качеству и полноте информации, используемой этими службами. Сбой в работе одного из подразделений, обеспечивающих безопасность полетов, может привести к возникновению аварийной ситуации. Это связано в первую очередь с тем, что лицо, принимающее решение, как правило, производит выбор решения в условиях неопределенности, степень которой в основном зависит от перечисленных выше требований.

Широкое внедрение в условиях научно-технической революции электронной техники позволяет освободить синоптика от рутинной работы и направить его усилия на решение творческих задач. В совокупность технических средств получения и обработки информации, в том числе и метеорологической, могут входить так называемые малые ЭВМ [4]. Целесообразность их применения в разрабатываемых автоматизированных системах типа АСМОП (автоматизированная система метеорологического обеспечения полетов) [1] объясняется относительно низкой стоимостью, удобством в работе, достаточным быстродействием и емкостью запо-

минающих устройств (ЗУ), наличием разнообразных периферийных устройств и т. д. Очевидно, что подобные автоматизированные системы должны относиться к классу систем передачи данных, одним из достоинств которых является более высокое качество приема информации по сравнению с другими видами связи. Например, при передаче данных для ЭВМ допускается не более одной ошибки на 10^6 знаков, в то время как в обычной телеграфной связи — одна ошибка на 10^4 знаков [2]. Создание автоматизированных систем и использование их в рамках малых ЭВМ влечет за собой повышение требований как к математическому обеспечению, так и к регуляризации и формализации сообщений.

Основная метеорологическая информация, используемая в оперативной практике АМСГ, представлена в форме телеграмм ФАП и АПП [6]. Однако использование этих сообщений для автоматизированной обработки связано с некоторыми трудностями. Основной, с нашей точки зрения, является сложность идентификации групп телеграммы, что ведет к усложнению алгоритма декодировки и, как следствие этого, к неоправданному увеличению объема машинной памяти и затрат машинного времени. Схема декодировки телеграмм ФАП и АПП, осуществляемая на АМСГ, может быть представлена в виде ациклического ориентированного графа $G=(V, E)$, где $V=\{v_1, v_2, \dots, v_n\}$ — множество вершин графа, каждая из которых может быть отождествлена с соответствующей группой телеграммы; $E=\{e_1, e_2, \dots, e_n\}$ — множество дуг графа (рис. 1, 2).

Анализ полученных графов не является целью данной работы, однако можно указать, что вычислительная сложность алгоритма декодировки зависит от числа вершин и дуг графа. Следовательно, одной из возможных форм представления телеграмм ФАП и АПП, более оптимальной с «машинной» точки зрения, может быть ориентированный ациклический граф, не обладающий свойством квазисильной связанности, матрица инцидентности которого есть двухдиагональная прямоугольная матрица A размерности $n \times (n-1)$ следующего вида:

$$A = \begin{matrix} & \begin{matrix} l_1 & l_2 & \dots & l_{n-2} & l_{n-1} \end{matrix} \\ \begin{matrix} v_1 \\ v_2 \\ \vdots \\ v_{n-1} \\ v_n \end{matrix} & \begin{bmatrix} 1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ -1 & 1 & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & -1 & 1 \\ 0 & 0 & \dots & 0 & 1 \end{bmatrix} \end{matrix} \quad (1)$$

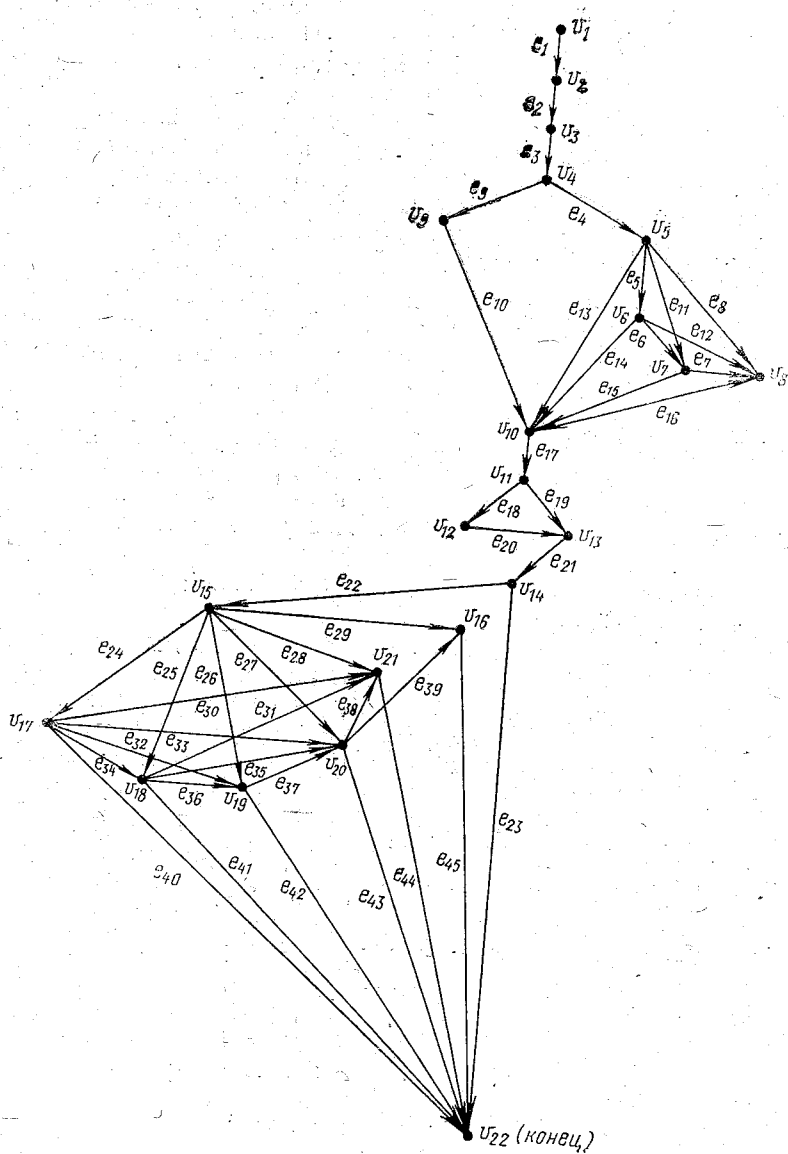


Рис. 1. Граф декодировки телеграммы ФАП.

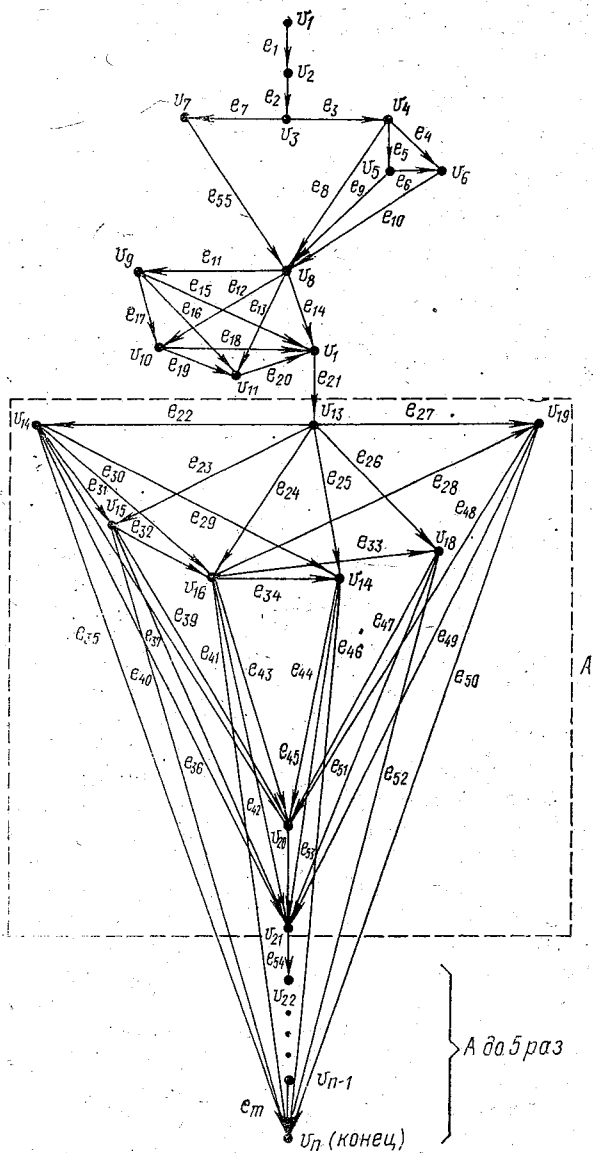


Рис. 2. Граф декодировки телеграммы АПП.

Вся поступающая метеорологическая информация используется метеорологической и диспетчерской службами аэропорта для решения задач, которые условно можно разбить на 4 группы: маршрут, вылет, взлет, посадка. Название каждой группы отражает специфику метеобеспечения соответствующего этапа полета воздушного судна (ВС).

В группе «Маршрут» решается вопрос о возможности взлета, полета по маршруту и посадки ВС в указанном аэропорту по метеорологическим условиям. Подготовка к решению задачи должна проводиться всеми службами заблаговременно, согласно расписанию полетов. На основании проведенного анализа производится корректировка предварительного плана полетов и создается исправленное, рабочее расписание, которое затем используется для решения задач последующих групп. Согласно этому расписанию, по оперативной информации, получаемой в виде телеграмм ФАП (АПП) по запросу из пункта посадки, оценивается возможность вылета ВС из данного аэропорта (задача «Вылет») и на основании анализа местной синоптической ситуации — возможность взлета и посадки (задачи «Взлет» и «Посадка»).

Как видно по характеру используемой метеорологической информации, задачи «Взлет» и «Посадка» существенно отличаются от задач «Маршрут» и «Вылет», так как для обеспечения взлета или посадки ВС синоптику не требуется никакой другой информации, кроме знания погодных условий в районе своего аэропорта. Следовательно, автоматизированная система метеорологического обеспечения полетов, как и другие подобные ей системы, разрабатываемые для нужд Гражданской авиации, на наш взгляд, должна состоять из двух уровней: внутреннего и внешнего. На внутреннем уровне создается автоматизированная система реального времени аэропорта (локальная АС аэропорта) на базе дешевых микропроцессорных устройств, задачей которой является получение необходимой информации о состоянии управляемых объектов и внешней среды, обработка этих данных и выработка соответствующих рекомендаций. Создание такой системы целесообразно проводить в два этапа. Первый этап характеризуется ручным вводом информации с терминалов. На втором этапе общение человека с ЭВМ должно быть сведено до необходимого минимума, определяемого задачами системы, за счет автоматизации сбора и ввода данных в ЭВМ (например, используя автоматические метеостанции типа КРАМС). Такая организация вычислительной системы потребует создания специального программного обеспечения, составной частью должны быть алгоритмы обеспечения безопасности всех этапов полета ВС в метеорологическом отношении. В качестве таковых предлагаются алгоритмы решения задач «Взлет», «Посадка» и частично задач «Маршрут» и «Вылет», которые могут быть использованы в локальных автоматизированных системах аэропорта.

Маршрут. Задача решается в два этапа. Первый этап — обеспечение синоптика необходимой информацией для составления прогноза по маршруту. Второй этап начинается с момента ввода в память ЭВМ прогноза по маршруту, составленного синоптиком.

Пусть $\{\omega_{оп}\}$ — явления погоды, опасные для авиации, $\{\omega_m\}$ — явления погоды, запрещающие полет по маршруту. Тогда логическая схема алгоритма, согласно [3], может быть представлена в следующем виде:

$$U_0 D_1 P_1 \lfloor \overset{2}{\lceil} \rfloor D_2 D_3 \lfloor \underset{3}{\lceil} \rfloor P_2 \lfloor \overset{5}{\lceil} \rfloor D_2 D_4 D_3 \lfloor \underset{3}{\lceil} \rfloor D_5 \rfloor Y_1, \quad (2)$$

где U_0 — знак начала процесса; D_i — действующие операторы, определяющие изменения, происходящие в объектах; D_1 — выделение группы явлений погоды ω , D_2 — запрос предварительного плана полета, D_3 — установ флага «Маршрут», D_4 — корректировка плана полетов с учетом метеоусловий на маршруте, D_5 — изменение рабочего (динамического) расписания; P_i — логические операторы, представляющие описание условий, от которых зависит направление процесса; P_1 — проверка условия $\omega \in \{\omega_{оп}\}$, P_2 — проверка условия $\omega \in \{\omega_m\}$; $\lfloor \overset{n}{\lceil} \rfloor$, $\overset{n}{\lceil} \rfloor$ — знаки перехода (с числовым индексом); $\rfloor$ — знак приема управления; Y_1 — конец процесса.

Вылет. Задача также решается в два этапа. Первый этап — запрос телеграммы, содержащей сведения о метеоусловиях в аэропорту посадки на период времени, включающий расчетное время прибытия с необходимым допуском, прием, контроль и декодировка телеграммы. Второй этап — анализ метеоусловий в аэропортах вылета и посадки, выдача рекомендаций.

Пусть $\{\bar{\omega}_в\}$ — явления погоды, ухудшающие видимость; A_{ni} — минимум аэропорта посадки для данного типа ВС; $C_{пк}$ и $C_{вк}$ — минимумы ВС на посадку и взлет соответственно; $K_{пj}$ и $K_{вj}$ — минимумы командира ВС на посадку и взлет; $A_{ве}$ — минимум аэропорта вылета; $\Pi_{п}$ — минимум погоды аэропорта посадки, определяемый как наименьшие значения метеорологической дальности видимости (МДВ) и высоты нижней границы облаков (НГО) в аэропорту посадки; $\Pi_{в}$ — минимум погоды аэропорта вылета; F_1 — условие безопасной посадки в аэропорту назначения:

$$F_1 = \{(\Pi_{п} \geq A_{ni}) \wedge (\Pi_{п} \geq C_{пк}) \wedge (\Pi_{п} \geq K_{пj})\}; \quad (3)$$

F_2 — условие безопасного вылета:

$$F_2 = \{(\Pi_{в} \geq A_{ве}) \wedge (\Pi_{в} \geq C_{вк}) \wedge (\Pi_{в} \geq K_{вj})\}. \quad (4)$$

Тогда основная часть логической схемы рассматриваемой задачи может быть представлена в следующем виде:

$$U_0 D_1 P_1 \lfloor_1 \overset{2}{\lceil} \rfloor_2 P_2 \lfloor_3 \overset{1}{\lceil} \rfloor_3 D_2 \lfloor_5 \rfloor_1 V_1(i, j, k) D_3 P_3 \lfloor_3 \overset{6}{\lceil} \rfloor_3 \rfloor_6 D_4 P_1 \lfloor_7 \overset{8}{\lceil} \rfloor_8 P_2 \lfloor_3 \overset{7}{\lceil} \rfloor_7 V_2(e) D_5 P_4 \lfloor_3 \overset{8}{\lceil} \rfloor_8 D_6 \rfloor_5 Y_1, \quad (5)$$

где V_i — варьирующие операторы, предусматривающие изменения вспомогательных величин; D_1 — выделение группы ω из телеграмм аэропорта посадки; P_1 — проверка условия $\omega \in \{\omega_{оп}\}$; D_2 — изменение рабочего плана полетов; D_3 — вычисление $P_{п}$; P_3 — проверка условия F_1 ; D_4 — выделение группы ω из телеграммы аэропорта вылета на момент расчетного времени вылета; D_5 — вычисление $P_{в}$; P_4 — проверка условия F_2 ; D_6 — установ флага «Вылет»; P_2 — проверка условия $\omega \in \{\omega_{в}\}$.

Взлет (посадка). Задача «Взлет» решается для очереди ВС, ожидающих разрешения на взлет. Аналогично задача «Посадка» решается для очереди самолетов, заходящих на посадку.

Пусть P_m — минимум погоды в районе аэропорта, определяемый как мгновенные значения МДВ и НГО; f_k — приземная величина боковой составляющей ветра для данного типа ВС; f — боковая составляющая ветра на ВПП; F_3 — условие безопасного взлета для данного типа ВС, командира ВС и аэропорта вылета;

$$F_3 = \{(P_m \geq A_{вв}) \wedge (P_m \geq C_{вк}) \wedge (P_m \geq K_{вj}) \wedge (f_k \geq f)\}; \quad (6)$$

F_4 — условие безопасной посадки для данного типа ВС, командира ВС и аэропорта посадки:

$$F_4 = \{(P_m \geq A_{пi}) \wedge (P_m \geq C_{пк}) \wedge (f_k \geq f) \wedge (P_m \geq K_{пj})\}. \quad (7)$$

Тогда логическая схема решения задачи «Взлет» может быть записана в виде:

$$U_0 \rfloor_1 V_1(j, k, e) D_1 D_2 P_1 \lfloor_1 \overset{2}{\lceil} \rfloor_2 D_3 Y_1; \quad (8)$$

где D_1 — прием оперативной информации (ветер, облачность, видимость на ВПП) от наблюдателя или от автоматической метеостанции (типа КРАМС); D_2 — расчет боковой составляющей ветра; P_1 — проверка условия F_3 ; D_3 — рекомендации на взлет, а логическая схема задачи «Посадка» — в виде:

$$U_0 \rfloor_1 V_1(j, k, e) D_1 D_2 P_1 \lfloor_1 \overset{2}{\lceil} \rfloor_2 D_3 Y_1; \quad (9)$$

где P_1 — проверка условия F_4 ; D_3 — рекомендации на посадку.

Вышеприведенные алгоритмы решения задач «Взлет», «Посадка» и частично «Маршрут» и «Вылет» были реализованы на вычислительном комплексе СПП-02В на базе микроЭВМ «Электроника ДЗ-28» и могут быть рекомендованы для использования в рамках АСМОП.

Таблица 1

Потоки метеоинформации на АМСГ

Содержание потока	Периодичность
Внутренняя информация	
Регулярные наблюдения (включаются в телеграмму ФАП)	Ежечасно (1 раз в 30 мин)
Шаропилотные наблюдения (включаются в телеграмму ФАП)	1 раз в 3 ч
Радиолокационные наблюдения (включаются в телеграмму ФАП)	Ежечасно (1 раз в 30 мин)
Спутниковая информация	В сроки наблюдений
Прогностическая информация:	
суточный прогноз	1 раз в 12 ч
оперативный прогноз (телеграмма АПП)	1 раз в 3 ч
прогноз на посадку (включается в ФАП)	Ежечасно
прогноз по маршруту	По заявке
Исходящая информация	
Фактическая погода в аэропорту (телеграмма ФАП)	Ежечасно (1 раз в 30 мин)
Оперативный прогноз по аэродрому (телеграмма АПП)	1 раз в 3 ч
Метеоинформация для прикрепленных АМСГ (прогностическая)	1 раз в 3 ч
Входящая информация	
Фактическая погода в аэропортах посадки и запасных (телеграмма ФАП)	1 раз в час 1 раз в 3 ч
Оперативный прогноз по аэропортам посадки и запасным (телеграмма АПП)	1 раз в 3 ч
Штормовещения (телеграммы «ШТОРМ» и «АВИА»)	По мере необходимости

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов А. М., Солонин С. В. *Авиационная метеорология*. — Л.: Гидрометеониздат, 1975. — 385 с.
2. Давыдов Г. Б. *Информация и сети связи*. — М.: Наука, 1984. — 126 с.
3. Криницкий Н. А. *Программирование и равносильные преобразования*. — М.: Сов. радио, 1970. — 221 с.
4. Мини-ЭВМ. Под ред. Соучека. — М.: Мир, 1975. — 101 с.
5. *Наставление по метеорологическому обеспечению гражданской авиации СССР*. — Л.: Гидрометеониздат, 1982. — 183 с.
6. *Сборник авиационных метеорологических кодов*. — М.: Гидрометеониздат, 1975.

УДК 551.511 : 551.513

А. М. КРИГЕЛЬ (ЛГМИ)

О РАБОТЕ ТУРБУЛЕНТНОЙ СИЛЫ КОРИОЛИСА В КРУПНОМАСШТАБНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ДВИЖЕНИЯХ

1. Сила Кориолиса играет главную роль в динамике крупномасштабных атмосферных движений. Но известно, что работа компоненты силы Кориолиса, связанной с упорядоченным потоком массы, тождественно равна нулю. Поэтому в энергетическом балансе работа этой силы не присутствует. Однако в сжимаемой турбулентной среде существует вторая компонента силы Кориолиса, связанная с турбулентным потоком массы. Поскольку направления турбулентного и упорядоченного потоков могут различаться, работа турбулентной силы Кориолиса не обращается в нуль тождественно. Возникает вопрос, каков вклад этой работы в энергетику крупномасштабных движений атмосферы? В традиционных схемах энергетического баланса эта работа не учитывалась. Требуется оценить, насколько оправданно такое приближение. С этой целью и предпринято данное исследование.

2. Крупномасштабные атмосферные вихри — циклоны и антициклоны — можно рассматривать как турбулентные образования и применять к их статистическому описанию полуэмпирическую теорию турбулентности. Уравнение баланса энергии турбулентности для сжимаемой среды [1] в декартовой системе координат удобно представить в виде [2]:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\bar{\rho} b^2) + \frac{\partial}{\partial x_k} (\bar{\rho} \bar{v}_k b^2 + T_k + \overline{v'_i \Sigma'_{ik}} + \overline{p' v'_k}) + A + \varepsilon -$$

$$- \overline{p' \frac{\partial v'_i}{\partial x_i}} - S_i g_i = 0, \quad (1)$$

где ρ — плотность, v_i — вектор скорости,

$$\bar{\rho} b^2 = \frac{1}{2} (\bar{\rho} \overline{v_i' v_i'} + \overline{\rho' v_i' v_i'})$$

— плотность энергии турбулентности, p — давление, Σ_{ik} — тензор напряжений, обусловленных молекулярной вязкостью,

$$T_k = \frac{1}{2} (\bar{\rho} \overline{v_i' v_i' v_k'} + \overline{\rho' v_i' v_i' v_k'})$$

— турбулентный поток энергии турбулентности, ε — скорость диссипации энергии турбулентности, $S_i = \overline{\rho' v_i'}$ — турбулентный поток массы, g_i — вектор ускорения свободного падения, символы со штрихами — отклонения от среднего, по дважды повторяющимся индексам подразумевается суммирование,

$$A = \bar{\rho} \tau_{ik} \frac{\partial \bar{v}_i}{\partial x_k} + S_i \left(\frac{\partial \bar{v}_i}{\partial t} + \bar{v}_k \frac{\partial \bar{v}_i}{\partial x_k} + 2 \varepsilon_{ijk} \Omega_j \bar{v}_k \right) \quad (2)$$

— обмен энергией между упорядоченным и турбулентным движениями,

$$\bar{\rho} \tau_{ik} = \bar{\rho} \overline{v_i' v_k'} + \overline{\rho' v_i' v_k'}$$

— тензор напряжений турбулентного трения, Ω_j — угловая скорость вращения системы координат, ε_{ijk} — единичный полностью антисимметричный тензор. Первый член в правой части (2) описывает обмен энергией, обусловленный сдвигом средней скорости, второй член — это работа турбулентной силы Кориолиса. Положительному значению A соответствует переход энергии от неупорядоченного движения к упорядоченному. Известно, что в течениях со сдвигом средней скорости турбулентная вязкость проявляет себя, как правило, как диссипативный фактор, т. е. первый член в (2) отрицателен. Но в области струйных течений наблюдается явление «отрицательной вязкости» [3], при котором вихри отдают свою энергию упорядоченному движению. В настоящее время принято считать, что происхождение струйных течений в атмосфере связано с отрицательной вязкостью. Но в [4, 5] показано, что не только отрицательная вязкость, но и турбулентная сила Кориолиса может быть ответственна за несохранение циркуляции скорости и за обмен угловым моментом между вихревым и упорядоченным движениями, наблюдаемый в свободной атмосфере. С действием этой силы связано и нарушение устойчивости струйного течения — явление цикла индекса [2].

3. Оценим величину работы

$$\Phi = 2 \varepsilon_{ijk} S_i \Omega_j \bar{v}_k$$

по климатологическим данным для тропосферы северного полушария. Пусть ось X_3 правой системы координат направлена вер-

тикально вверх, ось X_1 — на восток, а ось X_2 — на север. Примем приближение Буссинеска

$$\frac{\rho'}{\bar{\rho}} = -\frac{T'}{\bar{T}}, \quad (3)$$

тогда

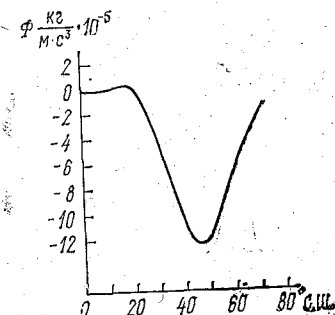
$$S_i = -\frac{\bar{\rho}}{\bar{T}} \overline{T' v_i'}. \quad (4)$$

Потоки массы, связанные с влажностью, в (4) пренебрежимо малы. С учетом (3) и (4) имеем

$$\Phi_i = f \frac{\bar{\rho}}{\bar{T}} (\bar{v}_2 \overline{v_1' T'} - \bar{v}_1 \overline{v_2' T'}), \quad (5)$$

где f — параметр Кориолиса.

На рисунке показаны среднегодовые значения работы турбулентной силы Кориолиса для уровня 200 гПа северного полушария. При этом использованы данные [6], а также значения зонального потока тепла, связанного с турбулентными флуктуациями, оцененного в [7]. Как видно из рисунка, в тропической зоне турбулентная сила Кориолиса передает энергию от вихрей к упорядоченному течению, поддерживая пассатную циркуляцию. Во внетропических широтах знак эффекта меняется: здесь происходит превращение энергии упорядоченного течения в энергию макротурбулентности. Абсолютная величина Φ здесь того же порядка, что и работа отрицательной вязкости [3], т. е. сравнима с главными вкладами в энергетический баланс общей циркуляции атмосферы. В этой связи требует пересмотра принятая в настоящее время схема преобразования энергии в крупномасштабных атмосферных движениях.



Работа турбулентной силы Кориолиса на уровне 200 гПа в тропосфере северного полушария.

Сделанные выводы существенно зависят от предположения Буссинеска (3). Оно неплохо оправдывается для мелкомасштабной турбулентности. Для доказательства применимости (3) требуются дополнительные экспериментальные данные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Часть I, — М.: Наука, 1965, 639 с.

2. Krigel A. M. The theory of the index cycle in the general circulation of the atmosphere. — *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics*, 16, 1—18, 1980.
3. Старр В. П. Физика явлений с отрицательной вязкостью. — М.: Мир, 1971, 259 с.
4. Кригель А. М. О несохранении циркуляции скорости в турбулентной вращающейся жидкости. — *Письма в журнал технической физики* 7, 1300—1303, 1981.
5. Krigel A. M. Vortex evolution. — *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics*, 24, 213—223, 1983.
6. Oort A. H., Rasmusson E. M. Atmospheric circulation statistics. NOAA professional paper N 5, 1971, p. 323.
7. Peixoto J. P. Hemispheric temperature conditions during the year 1950. Scientific rep. N 4. Planetary circulation project, Massachusetts institut of technology, 1960.

СОДЕРЖАНИЕ

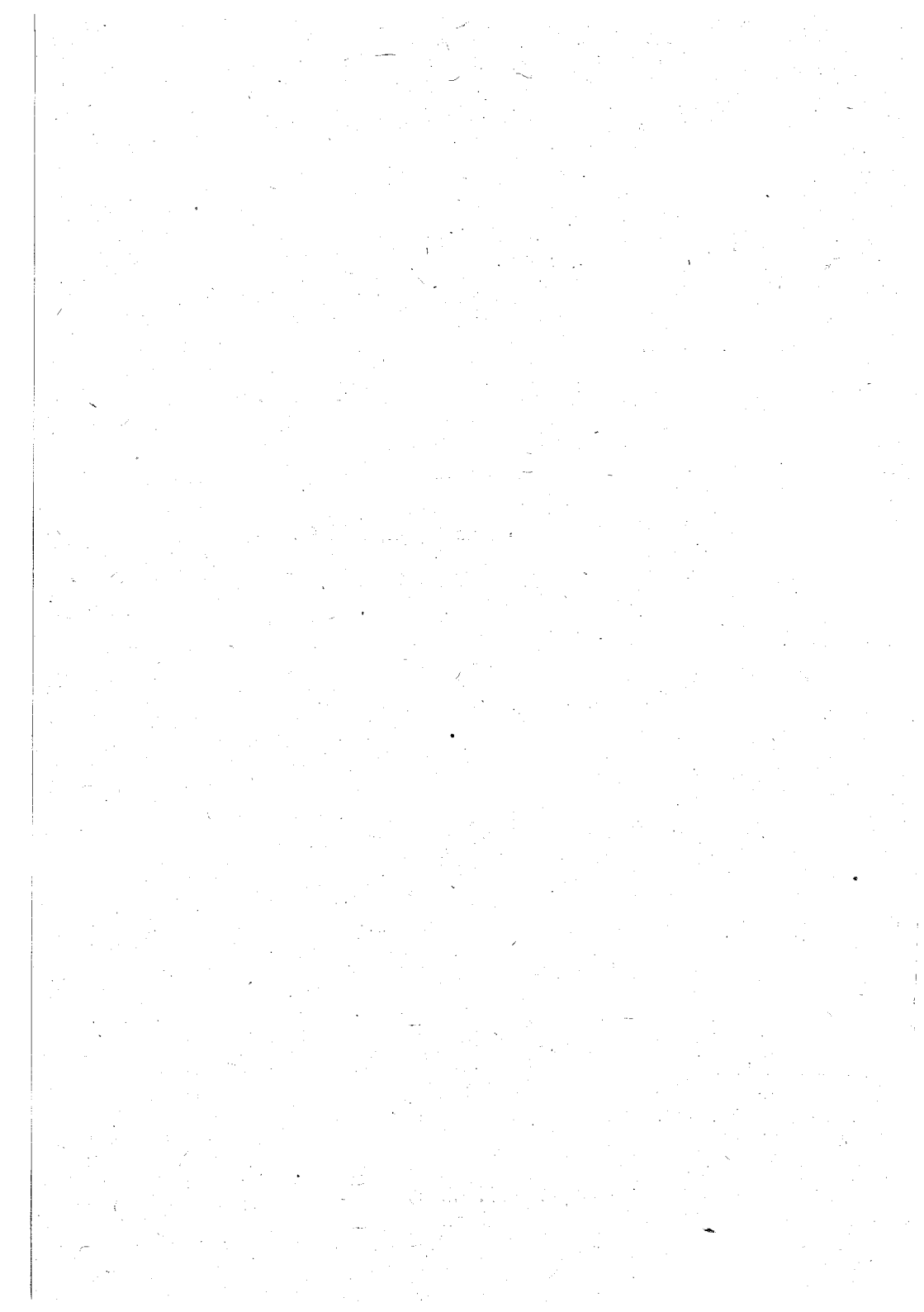
М. А. Герман, В. В. Степанов. К вопросу моделирования поля излучения в видимом диапазоне спектра электромагнитных волн	3
И. Ф. Берестовский. Современные аспекты подспутниковых экспериментов в гидрологии	13
В. И. Воробьев. Межсезонная изменчивость зональных характеристик общей облачности северного полушария (по данным метеорологических ИСЗ)	18
А. Б. Дерюгин, А. Н. Добротворский, С. Г. Клюев. Универсальный алгоритм географической привязки информации, поступающей на автономные пункты приема (АППИ)	24
В. Ф. Говердовский. Опознавание облачности по статическим характеристикам ее собственного теплового излучения, зарегистрированного МСЗ	32
А. М. Баранов, Л. П. Гетман. Статистический прогноз видимости в тумане и снегопаде в сложных метеорологических условиях	38
П. Д. Астапенко, Н. Г. Николаева, П. В. Сильвестров. Влияние спутного следа за самолетом на поле приземного ветра и его учет при метеобеспечении полетов	42
Б. Д. Панин, А. И. Колобов. Исследование методов интегрирования по времени полных уравнений динамики атмосферы	46
В. Д. Еникеева. Определение вероятности опасных для авиации атмосферных явлений методами распознавания образов	51
Г. Ф. Попов, Е. Д. Мамаев. Учет режима сложных метеорологических условий в АСУ составления авиарасписания	57
О. Г. Бозаткин. Учет характеристик ветра при обеспечении полетов самолетов на трассах большой протяженности	63
Ю. П. Переведенцев. О режиме ветра в верхней стратосфере	67
И. И. Цигельницкий. О турбулентном состоянии нижних слоев тропосферы в полярных областях	72
А. С. Александров, В. И. Банников, В. А. Диневич. Радиолокационные наблюдения облачности в прибрежной зоне Восточной Антарктиды	80
В. Н. Киселев. Анализ эффективности диагноза гроз по радиолокационным данным	86
Ю. Л. Матвеев. Корреляционный анализ глобального поля облачности	89
П. М. Мушенко. Исследование возможностей рассеяния туманов с помощью турбореактивных двигателей	96
В. В. Клемин, С. С. Суворов. Оптимальное управление рассеянием туманов	107
А. П. Беллев, Н. Г. Кашеева, А. Д. Кузнецов. Выбор оптимальной схемы размещения пунктов запуска аэростатов	114
Ю. В. Львов, Г. А. Горская. Использование малых ЭВМ применительно к задачам метеорологического обеспечения полетов	122
А. М. Кригель. О работе турбулентной силы Кориолиса в крупномасштабных атмосферных движениях	130

Межвузовский сборник научных трудов, вып. 90.

КОСМИЧЕСКАЯ И АВИАЦИОННАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

Сдано в набор 25.05.85. Подписано в печать 30.12.85. М-22728.
Формат бумаги 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая.
Печ. л. 8,9. Уч.-изд. л. 9,3. Тираж 400. Темплан 1985 г., поз. 1830.
Зак. 354. Цена 1 р. 40 к.
ЛПИ имени М. И. Калинина. 195251, Ленинград, Политехническая ул., 29.

Типография ВСОК ВМФ.



УДК 551.501 : 629.783

К вопросу моделирования формирования поля излучения в видимом диапазоне спектра электромагнитных волн. Герман М. А., Степанов В. В. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 3—13. (ЛГМИ).

Рассматривается возможность уточнения физической модели формирования поля излучения видимого диапазона от конечноразмерных объектов с учетом состояния атмосферы. На основе уточненной модели выполнен расчет вертикального профиля яркости дымки для некоторых значений радиуса эффективного взаимодействия. Анализ расчетных величин указывает на определенные зависимости, характеризующие механизм распределения рассеянного излучения.

Илл. 4. Библ. 15.

УДК 556.08 : 629.783

Современные аспекты подспутниковых экспериментов в гидрологии. Берестовский И. Ф. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 13—17. (ЛГМИ).

Излагаются современные аспекты проведения подспутниковых экспериментов в интересах гидрологии. Сформулированы основные задачи, которые решались и решаются в процессе гидрологических подспутниковых экспериментов и приведены особенности совместного анализа получаемых данных. Впервые вносится предложение о дополнительном комплексе наблюдений для гидрологических станций, привлекаемых к подспутниковым экспериментам, направленным на отработку методов интерпретации спутниковой информации в интересах гидрологии.

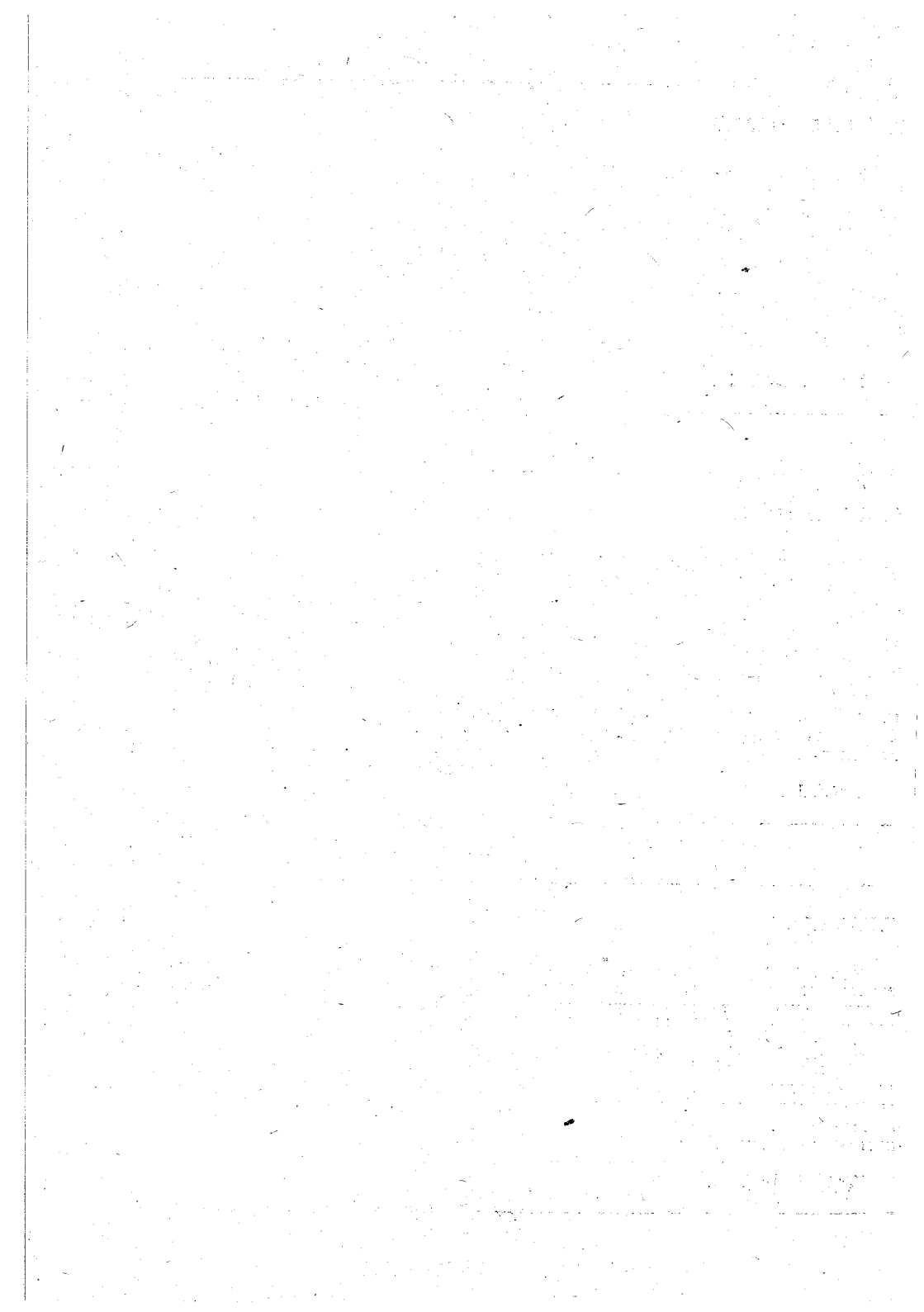
Библ. 10.

УДК 551.507.362.2

Межсезонная изменчивость зональных характеристик общей облачности северного полушария (по данным метеорологических ИСЗ). Воробьев В. И. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 18—24. (ЛГМИ).

На основе анализа осредненных по десятиградусным широтным зонам данных о среднем количестве общей облачности и повторяемости трех ее равновеликих градаций анализируется межсезонная изменчивость облачного покрова северного полушария. Приведены данные о размерах площадей, занятых положительными межсезонными изменениями среднего количества общей облачности в различных широтных зонах.

Табл. 5. Библ. 5.



УДК 551.501.4 : 551.507

Универсальный алгоритм географической привязки информации, поступающей на автономные пункты приема (АППИ). Дерюгин А. Б., Добровоторский А. Н., Ключев С. Г. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 24—32. (ЛГМИ).

В статье анализируются особенности реализации географической привязки снимков орбитальных метеорологических ИСЗ на АППИ с использованием ЭВМ. Обоснован алгоритм решения задачи для произвольных структуры снимка, наклона круговой орбиты, обеспечивающий расчет географических координат как в северном, так и в южном полушариях. Исследована возможность аппаратной реализации алгоритма и даны рекомендации по построению специализированного устройства электронной географической привязки информации на АППИ в реальном масштабе времени.

Табл. 4. Илл. 3. Библ. 5.

УДК 551.51 : 629.78

Опознавание облачности по статистическим характеристикам ее собственного теплового излучения, зарегистрированного ИСЗ. Говердовский В. Ф. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 32—38. (ЛГМИ).

Характеризуется один из возможных подходов к опознаванию облачности по ее собственному тепловому излучению. Приводятся теоретические обоснования подхода, анализируются результаты экспериментальных исследований. Формулируются рекомендации для выбора размерности характеристического вектора, используемого для опознавания.

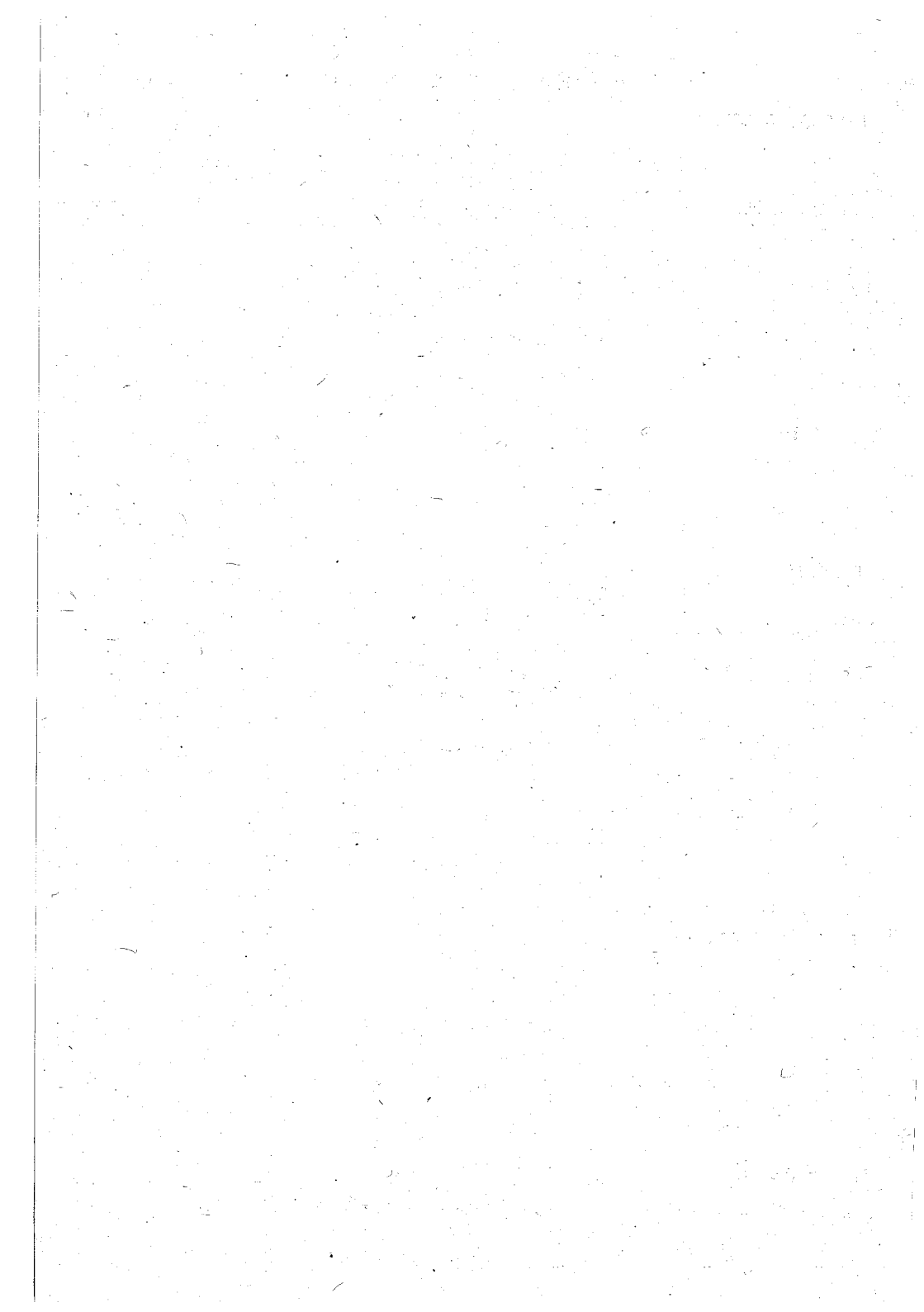
Табл. 3. Библ. 7.

УДК 551.576.4+551.509.314

Статистический прогноз видимости в тумане и снегопаде в сложных метеорологических условиях. Баранов А. М., Гетман Л. П. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 38—42. (ЛГМИ).

Предлагается статистический прогноз дальности видимости в тумане и снегопаде на интервалы времени, необходимые для оценки условий взлета и посадки самолетов в аэропортах страны при сложных метеоусловиях. Прогноз основывается на анализе статистических закономерностей изменения дальности видимости по большим рядам инструментальных наблюдений.

Илл. 2. Библ. 6.



УДК 551.551,5

Влияние спутного следа за самолетом на поле приземного ветра и его учет при метеобеспечении полетов. Астапенко П. Д., Николаева Н. Г., Сильвестров П. В. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 42—46. (ЛГМИ).

Рассматриваются вопросы влияния спутных струй, индуцируемых самолетами типа ТУ-154 и ИЛ-62, на поле приземного ветра. Показано, что спутные струи и значительно искажают показания датчиков ветра как по скорости, так и по направлению. Предлагается методика учета этих искажений для получения истинных значений скорости и направления ветра.

Илл. 3. Библ. 2.

УДК 551.509,313

Исследование методов интегрирования по времени полных уравнений динамики атмосферы. Панин Б. Д., Колобов А. И. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 46—51. (ЛГМИ).

На основе результатов численных экспериментов с помощью адиабатического варианта прогностической модели по полным уравнениям исследована зависимость качества прогноза от метода интегрирования по времени. Показано, что в зависимости от метода интегрирования по времени качество прогнозов может существенно различаться.

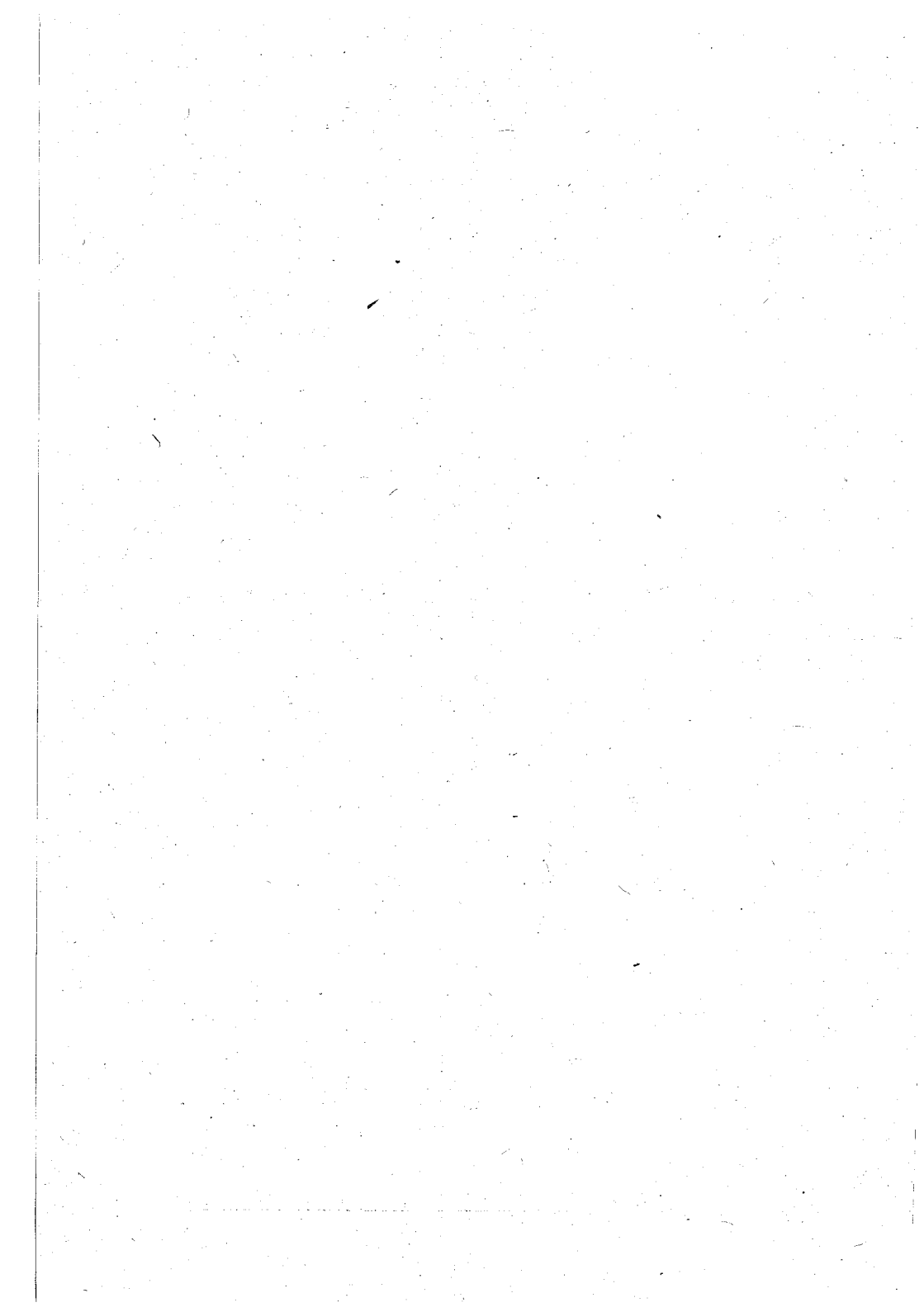
Табл. 2. Библ. 7.

УДК 551.509,314+654.71.052

Определение вероятности опасных для авиации атмосферных явлений методами распознавания образов. Еникеева В. Д. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 51—56. (ЛГМИ).

Рассматривается совместное использование алгоритмов самообучения и автоматической классификации при оценке вероятности опасных для авиации явлений погоды и принятии решения на возможность безопасного полета.

Илл. 1. Библ. 7.



УДК 551.509.314

Учет режима сложных метеорологических условий в АСУ составления авиарасписания. Попов Г. Ф., Мамаев Е. Д. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 57—63. (ЛГМИ).

Рассмотрены основные положения рекомендуемого метода учета режима СМУ в аэропортах при автоматизированном составлении авиарасписания. Метод позволяет осуществить корректировку авиарасписания путем смещения сроков выполнения рейсов на участке времени с более благоприятным режимом погоды. Предложенная вероятностная модель учета осуществляет на основе математического программирования выбор времени начала рейса оптимизирующего функционала качества, в котором учтены безопасность, регулярность, экономичность полетов и др.

Илл. 1. Библ. 3.

УДК 551.509.314

Учет характеристик ветра при обеспечении полетов самолетов на трассах большой протяженности. Богаткин О. Г. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 63—66. (ЛГМИ).

Рассматривается вопрос о возможности использования климатических характеристик ветра для определения сноса самолета от конечной точки маршрута. Для трассы Мапуту—Молодежная вычислены необходимые поправки в курс самолета на различных участках маршрута.

Табл. 1, Илл. 1. Библ. 5.

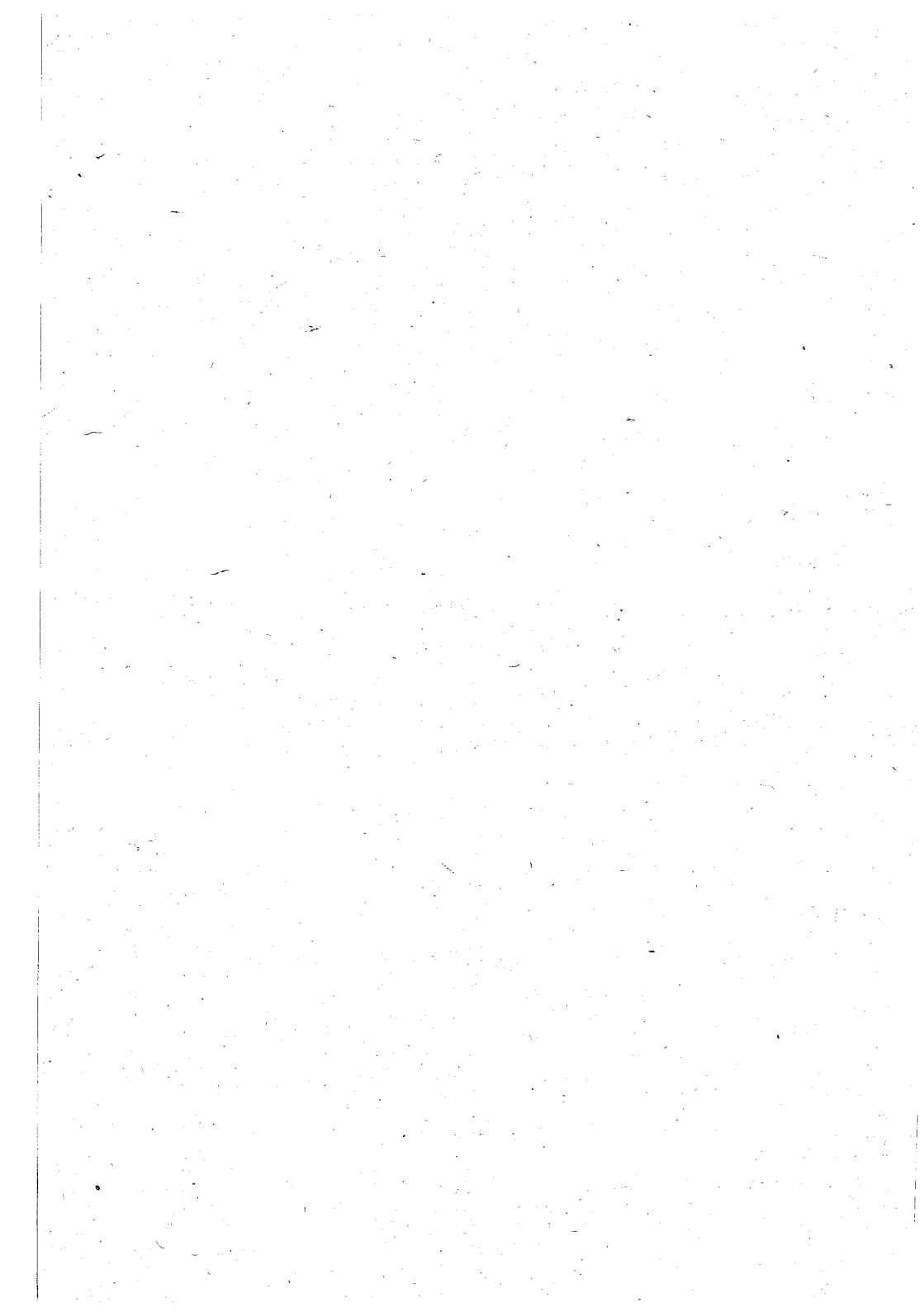
УДК 551.524.7

О режиме ветра в верхней стратосфере. Переведенцев Ю. П. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 67—72. (ЛГМИ).

Рассматриваются характеристики ветра (составляющие геострофического ветра, средние квадратические отклонения) на уровнях 5; 2 и 0,4 гПа, вычисленные с помощью карт барической топографии, построенных по данным ракет и спутника. Анализ пространственно-временных вариаций поля скорости позволил установить зависимость движений в верхней стратосфере от времени года, широты, долготы и высоты.

Оценена интенсивность вихревого переноса относительного момента количества движения.

Табл. 4. Библ. 11.



УДК 551.511.6(98)(99)

О турбулентном состоянии нижних слоев тропосферы в полярных областях. Цигельницкий И. И. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 72—80. (ЛГМИ).

На основе многолетних материалов температурно-ветрового зондирования исследуются особенности сезонного и вертикального распределения параметра Ричардсона и коэффициента турбулентности в нижних слоях тропосферы над Северным Ледовитым океаном, внутренними областями и побережьем Антарктиды. Рассматриваются особенности формирования турбулентного режима при повышенной термической устойчивости, стоковых ветрах и мезоструйном течении.

Табл. 3, Илл. 3, Библ. 8.

УДК 551.508

Радиолокационные наблюдения облачности в прибрежной зоне Восточной Антарктиды. Александров А. С., Банников В. И., Диневич В. А. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 80—85. (ЛГМИ).

По материалам радиолокационного зондирования, проведенного АМЦ Молодежная в период работы 27-й Советской антарктической экспедиции, рассмотрены особенности облачного покрова над прибрежной зоной Восточной Антарктиды.

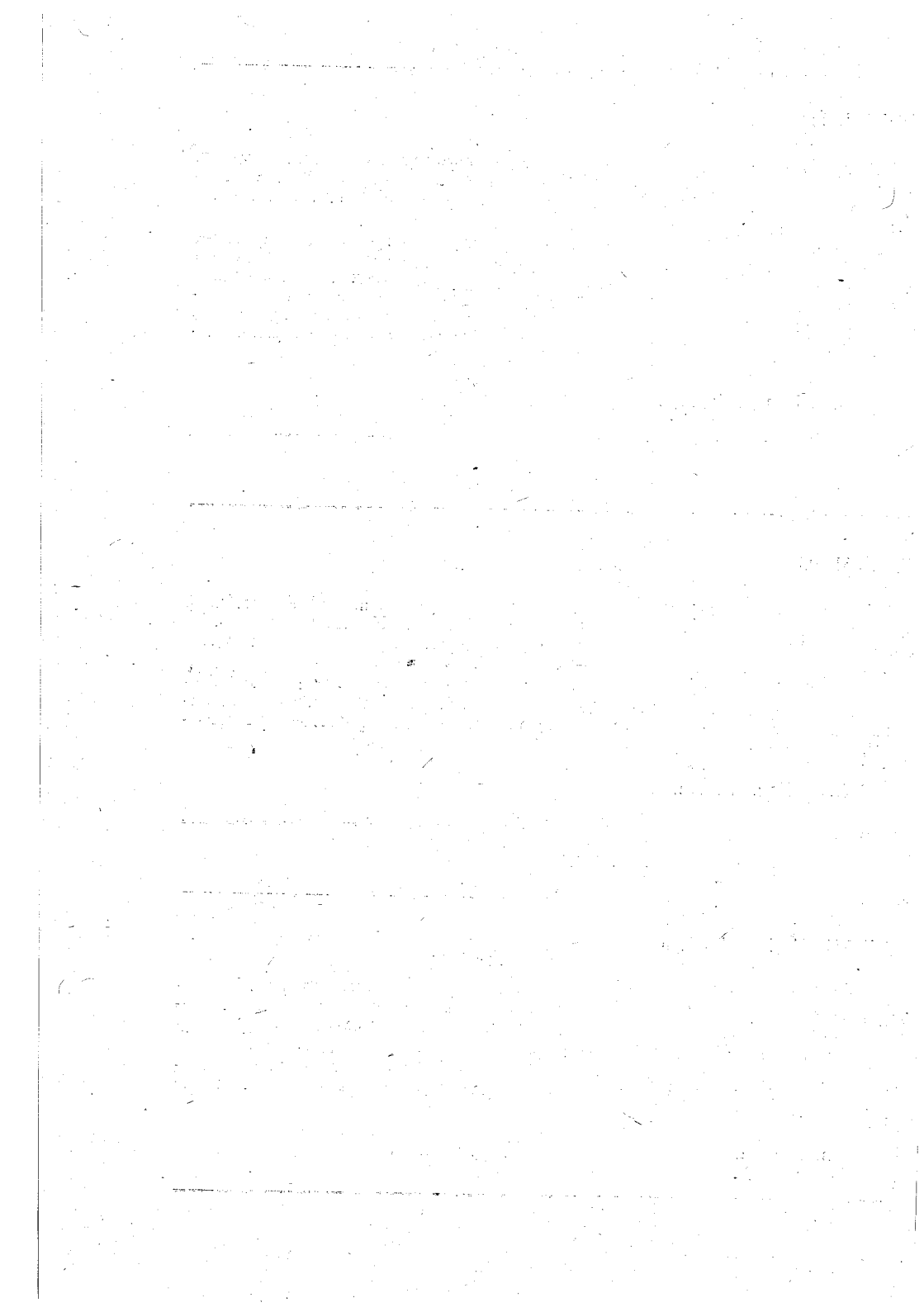
Табл. 2, Илл. 3, Библ. 1.

УДК 551.501.81+551.508.85

Анализ эффективности диагноза гроз по радиолокационным данным. Киселев В. Н. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 86—89. (ЛГМИ).

Рассмотрена методика анализа эффективности диагноза гроз по радиолокационным данным. Показано, что существующие оценки не являются объективными. Предложена методика объективной оценки и приведены соответствующие результаты.

Табл. 3, Библ. 6.



УДК 551.58

Корреляционный анализ глобального поля облачности. Матвеев Ю. Л. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 89—96. (ЛГМИ).

Данные глобальных наблюдений с МИСЗ за 1971—1975 гг. использованы для определения статистических характеристик поля облачности. Построены нормированные корреляционные функции количества облаков вдоль широтных кругов и меридианов, определены радиусы корреляции, обсуждаются особенности структуры полей облачности в северном и южном полушариях.

Табл. 3. Илл. 1. Библ. 12.

УДК 551.509.615

Исследование возможностей рассеяния туманов с помощью турбореактивных двигателей. Мушенко П. М. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 96—107. (ЛГМИ).

Разработана методика расчета температурных и геометрических границ зоны просветления в тумане при искусственных воздействиях турбо-реактивными двигателями. В основу методики положена теория свободных неизотермических струй ТРД. Результаты могут найти применение в практике искусственных воздействий на туманы с целью их рассеяния.

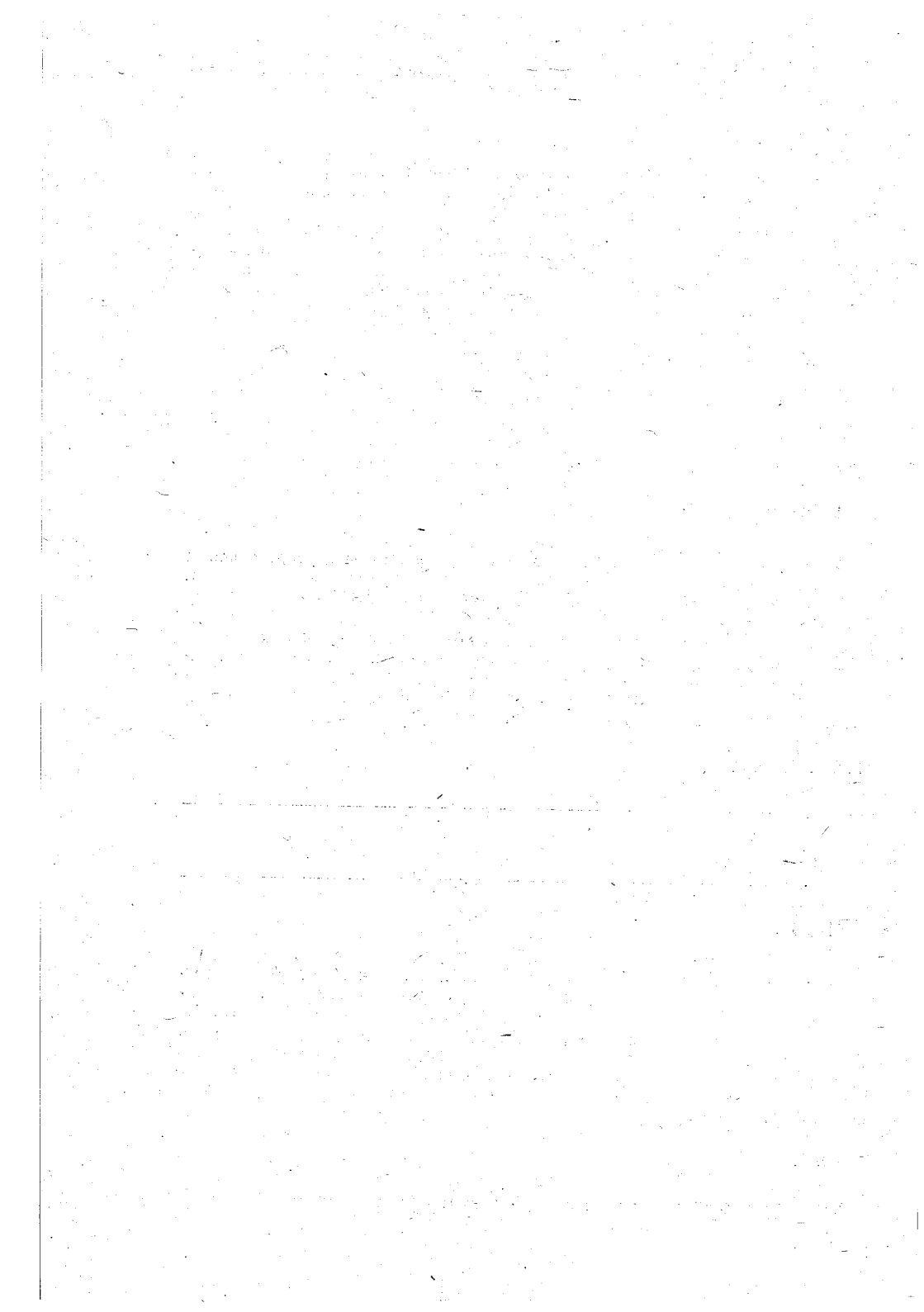
Илл. 2. Библ. 5.

УДК 551.509

Оптимальное управление рассеянием тумана. Клемин В. В., Суворов С. С. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 107—114. (ЛГМИ)

В работе рассматривается задача рассеяния тумана путем управления потоком тепла на уровне подстилающей поверхности. Доказывается существование оптимального по быстрдействию управления, приводящего к рассеянию тумана при стационарном распределении по вертикали удельного влагосодержания воздуха.

Библ. 5.



УДК 551.501

Выбор оптимальной схемы размещения пунктов запуска аэростатов. Беляев А. П., Кашеева Н. Г., Кузнецов А. Д. Сборник научных трудов (межвузовский). Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 114—122. (ЛГМИ).

Рассматриваются результаты моделирования траекторий полета аэростатов на уровне 200 гПа, запускаемых с территории СССР из узлов широтно-долготной сетки $5 \times 5^\circ$ для двух сезонов: зимы и лета. Даются рекомендации по размещению пунктов запуска с целью обеспечения наиболее равномерного распределения аэростатов над северным полушарием. Выводится зависимость коэффициента освещенности от количества аэростатов; предлагается методика определения оптимальных моментов запуска.

Илл. 5. Библ. 4.

УДК 551.5+551.58

Использование малых ЭВМ применительно к задачам метеорологического обеспечения полетов. Львов Ю. В., Горская Г. А. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 122—130. (ЛГМИ).

Рассматриваются вопросы использования малых ЭВМ для анализа оперативной метеорологической информации, поступающей на АМСГ, и возможности ее применения для решения задач «Взлет», «Посадка», «Маршрут» и «Вылет».

Приводятся алгоритмы решения указанных задач, которые можно использовать в автоматизированной системе штурманских расчетов.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 6.

УДК 551.511 : 551.513

О работе турбулентной силы Кориолиса в крупномасштабных атмосферных движениях. Кригель А. М. Сборник научных трудов (межвузовский). «Космическая и авиационная метеорология». Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 90, с. 130—133. (ЛГМИ).

Дана оценка вклада работы турбулентной силы Кориолиса в энергетический баланс крупномасштабных атмосферных движений. Показано, что в тропических широтах турбулентная сила Кориолиса осуществляет передачу энергии от вихревого движения к упорядоченному, усиливая пассатную циркуляцию. Во внетропических широтах наблюдается обратный эффект. Вклад этой работы по величине сравним с действием отрицательной; вязкости, и, следовательно, им нельзя пренебрегать в энергетическом балансе.

Илл. 1. Библ. 7.

