

06
772

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

342 265

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ
(межвузовский)

ЛЕНИНГРАД
1989

Ленинградский

Метеорологические прогнозы. Сборник научных трудов. Л., изд. ЛГМИ, 1989, вып. 102, 186 с.

В сборник включены работы, посвященные анализу и прогнозу полей метеорологических величин и явлений. Приводятся результаты численных экспериментов по совершенствованию различных блоков гидродинамических схем прогноза. Описываются методы прогноза некоторых метеорологических величин и явлений с различной заблаговременностью. В ряде статей дан анализ структурных особенностей метеорологических величин и явлений различного пространственно-временного масштаба, рассматриваются вопросы оперативной прогностической работы и авиационной метеорологии.

Сборник рассчитан на аспирантов и студентов гидрометеорологических вузов, научных работников и специалистов в области метеорологических прогнозов.

Ил. 40. Табл. 32. Библ. 200.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

проф. *В. И. Воробьев*, ответственный редактор (ЛГМИ), канд. геогр. наук
Ю. Н. Гуляев, ответственный секретарь (ЛГМИ), проф. *В. Л. Архангельский*
(Саратовский ГУ), проф. *Е. П. Борисенков* (ГГО), проф. *Б. Д. Панин* (ЛГМИ),
проф. *Ю. П. Переведенцев* (Казанский ГУ).

ВВЕДЕНИЕ

Сборник статей посвящен проблеме «Исследование циркуляции атмосферы с целью разработки физических основ методов прогноза погоды» Координационного плана Минвуза СССР на 1986—1990 гг.

В сборнике излагаются новые результаты научных исследований сотрудников Ленинградского гидрометеорологического института и других высших учебных заведений страны, посвященных вопросам прогноза и анализа синоптических процессов, полей метеорологических величин и явлений. Наиболее широко представлены данные численных экспериментов с математическими моделями атмосферы, проведенных с целью повышения качества прогнозов метеорологических полей и выработки наиболее экономичных алгоритмов их практической реализации. Представляют интерес статьи, посвященные численному моделированию синоптических вихрей.

В ряде статей приводятся результаты разработки методов прогноза некоторых метеорологических величин и явлений с различной заблаговременностью, основанных на физико-статистическом и синоптическом подходе к установлению прогностических связей, анализируются структурные особенности метеорологических полей и явлений различного пространственно-временного масштаба (ветер, температура, облачность, влажность почвы, гололедно-изморозевые отложения). Рассматриваются вопросы обеспечения оперативной прогностической работы и авиационной метеорологии. Дается оценка возможностей автоматизации отдельных этапов выполнения прогностических операций и приложения системного анализа к решению некоторых задач авиационной метеорологии, предлагается новый подход к производственной оценке экономической эффективности прогностической информации.

Результаты научных исследований, представляющие содержание сборника, подлежат внедрению в работу оперативных подразделений и научных учреждений Государственного комитета по гидрометеорологии и в учебный процесс, а также могут служить основой для продолжения научных разработок по тематике сбор-

ника в вузах и научно-исследовательских учреждениях гидрометеорологического профиля.

По тематике сборника депонированы ЛГМИ следующие статьи:

1. Русин И. Н., Тутушкина Е. А. Соответствие статистических и синоптических оценок качества численного прогноза. Деп. ВИНТИ 13.07.1987, № 667-ГМ.

2. Царицын И. В. Об ускорении сходимости итерационного процесса при решении уравнения Гельмгольца на сфере. Деп. в ИЦ ВНИИГМИ МЦД 12.06.1987, № 660-ГМ.

3. Царицын И. В. О замене переменных при вычислении множителей Лагранжа. Деп. в ИЦ ВНИИГМИ МЦД 24.07.1987, № 670-ГМ.

И. Н. РУСИН, А. В. АНДРЕЕВ, И. Ю. ИВАНОВА (ЛГМИ)

РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПЫТАНИЙ АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ СИСТЕМЫ ЛОКАЛЬНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ, ОРИЕНТИРОВАННОЙ НА ДИАЛОГ С СИНОПТИКОМ

Создание автоматизированных технологий оперативного краткосрочного прогноза погоды по пункту и области является требованием времени. Однако в настоящее время разработчики часто идут по пути создания систем автоматического прогнозирования, игнорируя роль синоптика или навязывая ему такие приемы работы, которые не оставляют возможностей для выработки собственного мнения о ходе атмосферных процессов. Примером такой технологии является разработка *AFOS*, проведенная в США, в результате которой возникло новое в оперативной практике явление — самоустранение синоптика от корректировки прогноза, полученного им из центра [1].

Для ликвидации вредных последствий непродуманной автоматизации оперативного прогнозирования погоды необходимо изучать условия работы синоптика и проектировать автоматизированные системы, подготавливая их управляемость. Это следствие принципиальной невозможности устранить человека из системы прогнозирования погоды в связи с его социальной ролью. Именно синоптик, а не автомат, несет перед обществом ответственность за прогноз, принимая ее на себя только тогда, когда он может обосновать свое решение с учетом всех видов информации.

Технологический процесс оперативного прогнозирования погоды представляет собой последовательную переработку данных наблюдений в прогнозы разной заблаговременности. Цель прогноза — генерация новой информации — может быть достигнута только на некотором уровне вероятности. Задача лица, управляющего процессом генерации прогноза, — обеспечить максимальную вероятность этого прогноза. Таким образом, автоматизиро-

ванный технологический процесс разработки прогноза должен состоять из автоматической линии, перерабатывающей необходимые данные в прогноз, и пульта управления, на который собирается информация из контрольных точек линии и где принимается решение о корректировке результатов. При создании такой структуры процесса прогнозирования возникает основная трудность сегодняшнего дня: синоптик на рабочем месте не имеет готового варианта прогноза всех необходимых ему характеристик и не может воздействовать на передаваемые ему барические поля. Поэтому необходимо не только проектировать идеальный технологический процесс прогноза, но и создавать на месте дополнительные операционные блоки, позволяющие ликвидировать ряд ручных технологических операций синоптика. Ниже приведены результаты испытаний комплекса программ, позволяющего синоптику использовать данные численных анализов и прогнозов, которые могут быть получены на его рабочем месте в виде телеграмм в коде *GRID*.

Для работы этого комплекса используются поля геопотенциала, температуры и точки росы, заданные на регулярной широтно-долготной сетке с шагом $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ по региону 25° — 75° с. ш., 45° з. д. — 90° в. д. Эти данные представлены в виде файла прямого доступа, содержащего информацию за десять последовательных сроков. Каждая запись в файле представляет собой массив данных для одного из полей по всей рассматриваемой территории. Организация записей для одного срока показана в табл. 1.

Разработанное программное средство позволяет на основе этих данных подобрать входную информацию для работы подсистем локального прогноза, ранее разработанных совместно ЛГМИ и СЗУГКС (например [1]). При этом синоптик может получить траектории, вертикальные токи, адвективные характеристики для прогноза в тех пунктах, которые его интересуют, а также внести коррективы в траектории и задать дополнительную синоптическую информацию (прогностический балл облачности и тип синоптической ситуации) в режиме диалога, откорректировать окончательные результаты перед передачей их в подсистему расчетов. Принципиальная схема введения описываемого комплекса программ в какую-либо автоматизированную систему локальной интерпретации гидродинамических прогнозов приведена на рисунке, а обозначения к ней — в табл. 2.

В результате работы программного средства для каждого пункта из заданного синоптиком списка (список должен содержать не более сорока пунктов) рассчитываются практически все лагранжевые характеристики атмосферных частиц, которые придут в пункт прогноза к моменту, определенному заданной заблаговременностью. Список выходных характеристик представлен в табл. 3. Структура программного средства позволяет адаптировать его к любым новым методикам. Язык программирования — ФОРТРАН-IV.

Таблица 1

Схема размещения информации, необходимой для работы автоматизированной системы локальной интерпретации гидродинамических прогнозов

Поверхность, гПа	Анализ					Прогноз на 12 ч					Прогноз на 24 ч					Прогноз на 36 ч					Прогноз на 48 ч				
	H	T	T _d	u	v	H	T	T _d	u	v	H	T	T _d	u	v	H	T	T _d	u	v	H	T	T _d	u	v
1000	1	9	17	25	33	41	49	57	65	73	81	89	97	105	113	121	129	137	145	153	161	169	177	185	193
925	2	10	18	26	34	42	50	58	66	74	82	90	98	106	114	122	130	138	146	154	162	170	178	186	194
850	3	11	19	27	35	43	51	59	67	75	83	91	99	107	115	123	131	139	147	155	163	171	179	187	195
700	4	12	20	28	36	44	52	60	68	76	84	92	100	108	116	124	132	140	148	156	164	172	180	188	196
500	5	13	21	29	37	45	53	61	69	77	85	93	101	109	117	125	133	141	149	157	165	173	181	189	197
300	6	14	22	30	38	46	54	62	70	78	86	94	102	110	118	126	134	142	150	158	166	174	182	190	198
200	7	15	23	31	39	47	55	63	71	79	87	95	103	111	119	127	135	143	151	159	167	175	183	191	199
100	8	16	24	32	40	48	56	64	72	80	88	96	104	112	120	128	136	144	152	160	168	176	184	192	200

Данные, необходимые для проведения расчетов локальных прогнозов погоды на ЭВМ

Обозначение	Размерность	Наименование
На стандартных изобарических уровнях		
В начальной точке траектории		
φ	градус	широта
λ	то же	долгота
H_a	гп. дам	геопотенциал
T_a	°С	температура
T_{da}	то же	температура точки росы
D_a	то же	дефицит точки росы
ΔH_{12}	гп. дам (500 км)	лапласиан с заблаговременностью 12 ч
В пункте прогноза		
H	гп. дам	геопотенциал
ΔH	гп. дам/(500 км) ²	лапласиан геопотенциала
$\partial H/\partial N$	гп. дам/(100 км) ²	градиент геопотенциала
$d\Delta H/dt$	гп. дам/((500 км) ² 12 ч)	индивидуальные изменения лапласиана
$D_{ад}$	м/с/(500 км)	дивергенция
T	°С	температура
T_d	то же	температура точки росы
θ	К	псевдопотенциальная температура
$\dot{\tau}$	гп/12 ч	изобарическая вертикальная скорость
$A\Omega$	1/с/12 ч	адвекция вихря
A_T	°С/12 ч	то же температуры
A_{T_d}	то же	то же точки росы
A_D	то же	то же дефицита
v_g	м°с	скорость геострофического ветра
α	градус	направление геострофического ветра
R	сотни км	радиус кривизны

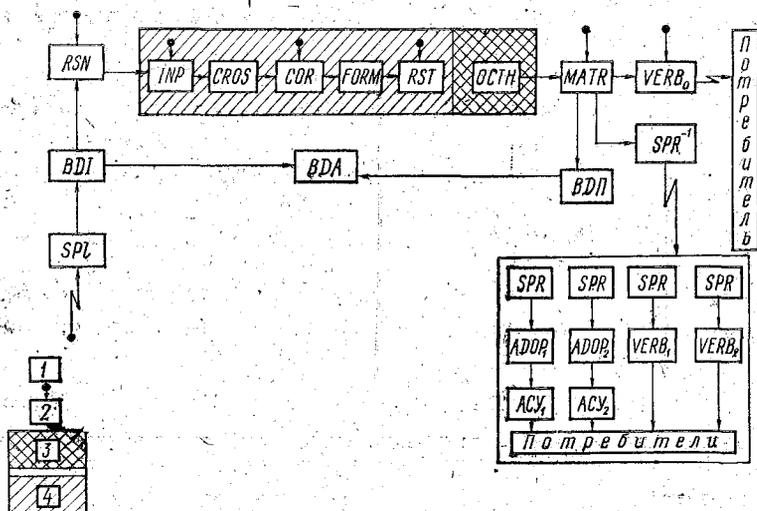
Обозначение	Размерность	Наименование
На одном уровне		
$\partial P/\partial t_d$	гПа/12 ч	дивергентный вклад в тенденцию приземного давления
$(\partial P/\partial t)_Q$	то же	вихревой вклад в тенденцию приземного давления
A_a	°С	амплитуда температуры при ясном небе
A_N	то же	то же при облачном небе
N	балл	количество общей облачности
TSS	—	тип синоптической ситуации
$T_{\max/\min}$	°С	максимальная (минимальная) температура
$(\partial H/\partial t)_d$	гп. дам/12 ч	дивергентный вклад в тенденцию H_{700}
$(\partial H/\partial t)_Q$	то же	вихревой вклад в тенденцию H_{700}
$H_{850/1000}$	гп. дам	высота изобарической поверхности $H_{850/1000}$

Таблица 3

Блоки автоматизированной системы для разработки краткосрочных прогнозов

Обозначение	Наименование
<i>SPR</i>	Система получения данных с каналов связи
<i>SPI⁻¹</i>	Система передачи данных потребителю по каналам связи
<i>BDI</i>	База исходных данных, содержащая результаты наблюдений и численных фоновых прогнозов
<i>BDП</i>	База промежуточных и окончательных прогнозов
<i>BAO</i>	База архивных данных
<i>RCN</i>	Подсистема подготовки данных для интерпретации
<i>IHP</i>	Подсистема формирования заявки синоптика
<i>CROS</i>	Подсистема построения траекторий
<i>COR</i>	Подсистема анализа и корректировки траекторий
<i>FORM</i>	Подсистема подбора лагранжевых характеристик по заявке
<i>RST</i>	Подсистема комплектации промежуточных прогностических характеристик
<i>OST</i>	Подсистема расчета элементов и явлений погоды
<i>MATR</i>	Подсистема составления числовой прогностической матрицы
<i>VERB_i</i>	Подсистема трансформации числовой прогностической матрицы в словесный прогноз для <i>i</i> -го потребителя
<i>ADOP_i</i>	Подсистема преобразования прогностической матрицы для использования в АСУ <i>i</i> -го потребителя
<i>ACV</i>	Автоматизированная система управления <i>i</i> -го потребителя

В настоящей работе помещены результаты авторских испытаний программного средства, направленных на доказательство замены ими ручных расчетов без существенного изменения точности окончательных результатов. Испытания проводились на материале десяти случаев, относящихся к периоду с 1.05 по 11.05.1987 г. За этот период были собраны синоптические карты и карты барической топографии, отражающие ход фактической погоды за последовательные сроки наблюдений от 00 ч Гринвичского времени



Принципиальная схема автоматизированной системы локальной интерпретации гидродинамических прогнозов.
 1 — программные комплексы, не управляемые оператором;
 2 — программные комплексы, управляемые оператором; 3 — программные комплексы, осуществляющие расчет элементов прогноза погоды по пункту; 4 — программные комплексы подготовки исходных данных.

1.05 до 12 ч 11.05.1987 г. Цифровые дубликаты этих карт были получены в Банке данных Гидрометеорологического центра СССР. При этом на место прогностических полей геопотенциала записывались фактические, отстоящие от каждого исследуемого срока соответственно на 12, 24, 36 и 48 часов. Таким образом, испытания проводились в условиях идеального прогноза. Синоптические процессы в период с 1.05 по 10.05.1987 г. были неустойчивые, несколько раз наблюдалась их перестройка, приходилось учитывать влияние циклонов и фронтов. Часто синоптическая ситуация обуславливалась малоградиентным полем с плохо выраженным переносом воздушных масс и малоподвижными фронтами. Это создавало трудности при решении вопроса о необходимости учета

смещения центра циклона или фронта при построении траекторий воздушной частицы.

Синоптические процессы можно объединить в несколько групп.

В приземном слое:

1) с 1.05 по 3.05.1987 г. погода обуславливалась теплым сектором циклона, приближением фронта окклюзии и ложбины с запада и прохождением его 2.05.1987 г. Наблюдался юго-западный перенос. Трудности возникли при построении траекторий и заключались в решении вопроса: учитывать или нет фронт окклюзии и смещение ложбины с запада. Фронт окклюзии был плохо выражен;

2) с 4.05 по 5.05.1987 г. погода обуславливалась малоградиентным полем низкого давления, влиянием на район Ленинграда холодного фронта с волнами. Трудности: плохо выраженный перенос, ветер неустойчивый по направлению;

3) с 5.05 по 7.05.1987 г. во второй половине дня, 5.05.1987 г. через Ленинград прошел холодный фронт. Произошло изменение синоптической ситуации: у земли наблюдались слабые северо-восточные переносы. Барическое поле характеризовалось как малоградиентное с фронтом с плохо выраженными волнами. Фронт находился от Ленинграда на расстоянии 500 км. Наибольшую трудность вызвало построение траекторий 5.05 и 6.05.1987 г.: фронт был малоподвижен, недалеко от Ленинграда и с плохо выраженными волнами, отсутствовал хорошо выраженный ведущий поток;

4) с 8.05 по 9.05.1987 г. Сформировался хорошо выраженный северо-восточный перенос. При построении траектории необходимо было учесть смещение с юга циклона и теплого фронта;

5) 10.05.1987 г. Произошла перестройка синоптических процессов: установился западный перенос. Погода обуславливалась смещающимся циклоном с запада с центром над Балтийским морем и связанным с ним теплым фронтом. При построении траекторий было учтено смещение теплого фронта.

На высотах:

1) с 1.05 по 4.05.1987 г. на высотах преобладали юго-западные потоки;

2) с 5.05 по 6.05.1987 г. в начале периода на поверхностях 700 и 500 гПа синоптическая ситуация без изменений. На поверхности 850 гПа формируется циклон, оказывающий влияние на потоки в данном районе. Переход к северо-восточным потокам. Трудности при построении траекторий: учет смещения центра циклона;

3) с 7.05 по 9.05.1987 г. На поверхностях 700 и 850 гПа оказывает влияние смещающийся высотный циклон. Трудности при построении траекторий: правильный учет смещения, на поверхности 500 гПа слабые западные потоки;

4) 10.05.1987 г. Перестройка ведущих потоков на всех высотах на западный перенос. Трудности: учет смещения циклона над югом Скандинавии.

Опыт релативизации метеорологических полей, полученных в форме телераграмм в коде *GRID*, показывает, что они не тождественны картам за тот же срок и той же территории, переданным по системе факсимильной связи. Причины расхождений в том, что карты обычно строят по данным метеостанций, а для получения сводок, передаваемых затем в коде *GRID*, проводится интерполяция в узлы регулярной сетки, в результате которой ряд особенностей метеорологических полей искажается. На первом этапе испытаний программы произведена оценка погрешностей расчетов, вызванных несопадением карт и их ЦДК. Для этого были произведены расчеты вручную значений первых и вторых производных геопотенциала по горизонтали для пятиточечного шаблона, рекомендованного в прилож. 2 к Руководству [3]. Для точек 0, 1, 2, 3, 4 этого шаблона сняты значения геопотенциала по пунктам Ленинград, Петрозаводск и Псков по десяти срокам 00 ч Гринвичского времени и по этим данным произведены расчеты значений первых производных (H_x), (H_y), вторых производных (H_{xx} , H_{yy}) и лапласиана. Направление оси x совпадает для каждого пункта с направлением вдоль широтного круга на восток, а направление оси y — с направлением по меридиану на север. Затем расчеты по этим пунктам и для тех же точек шаблона были проведены автоматически. Мерой различия результатов служили средние значения модулей разностей одноименных величин. Они представлены в табл. 4. Анализ материалов, помещенных в этой таблице, показывает, что средняя абсолютная ошибка, возникающая при замене карт их ЦДК составляет для геопотенциала 0,7 гп. дам. Если величины геопотенциала округлены до целых значений гп. дам (погрешность округления составляет $\pm 0,5$ гп. дам), то есть возможность использования ЦДК. Однако, как следует из анализа распределения ошибок, имеются и случаи значительных поточечных отклонений, когда абсолютная ошибка δH доходит до 2,5 гп. дам. Наличие таких ошибок приводит к выводу о необходимости предварительной визуализации данных, полученных в коде *GRID*, их критического анализа синоптиком с введением уточнений.

Абсолютные ошибки определения производных по разным источникам данных меньше, чем самого геопотенциала. Например, они составляют для δH_x и δH_y 0,4 гп. дам/100 км, при максимальном отклонении 0,9 гп. дам/100 км, для вторых производных δH_{xx} и δH_{yy} — 0,3 гп. дам/(500 км)², при максимальном отклонении 0,8 гп. дам/(500 км)². Для значений лапласиана средняя абсолютная ошибка — 0,4 гп. дам/(500 км)², при максимальной 0,8 гп. дам/(500 км)². Это объясняется значительной положительной корреляцией значений геопотенциала в точках 1, 2, 3, 4 со значением в точке 0 и между собой.

Таблица 4

Средние абсолютные разности между величинами, рассчитанными по картам и по данным, полученным в коде GRID за период с 01.05 по 10.05.1987 г.

Поверхность, гПа	$ \bar{\delta} H_0 $	$ \bar{\delta} H_1 $	$ \bar{\delta} H_2 $	$ \bar{\delta} H_3 $	$ \bar{\delta} H_4 $	$ \bar{\delta} H_x $	$ \bar{\delta} H_y $	$ \bar{\delta} H_{xx} $	$ \bar{\delta} H_{yy} $	$ \bar{\delta} \Delta H $
------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	-------------------------	-------------------------	---------------------------

Ленинград

1000	0,4	0,7	0,6	0,4	0,5	0,3	0,3	0,2	0,3	0,4
850	0,6	0,5	1,0	1,0	0,8	0,2	0,1	0,2	0,3	0,4
700	0,5	0,4	0,6	0,7	0,9	0,3	0,4	0,2	0,2	0,4
500	0,7	1,0	0,4	0,7	0,9	0,4	0,4	0,3	0,2	0,5

Петрозаводск

1000	0,4	0,5	1,2	1,1	0,5	0,5	0,3	0,3	0,3	0,5
850	0,5	0,4	0,9	1,0	0,6	0,4	0,4	0,2	0,2	0,3
700	0,5	0,6	0,9	0,9	0,6	0,4	0,4	0,2	0,3	0,4
500	0,9	0,9	0,6	1,2	0,7	0,3	0,4	0,4	0,2	0,4

Псков

1000	0,3	0,5	0,9	1,0	0,8	0,5	0,3	0,2	0,3	0,3
850	0,4	0,8	0,6	0,8	0,6	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2
700	0,7	1,0	0,7	0,8	0,7	0,6	0,5	0,5	0,6	1,0
500	1,2	0,9	0,9	1,0	0,7	0,5	0,5	0,5	0,3	0,8

Значения расхождений производных, вычисленных по разным формам одних и тех же исходных данных с учетом точности геопотенциала могут быть признаны малыми, однако в дальнейшей синоптической работе они используются для определения модуля скорости (v_g) и направления (α) ветра.

Абсолютные погрешности расчета скорости геострофического ветра при $\delta H_x = 0,4$ гп. дам./100 км равны $\delta v_g = 4,6$ м/с, погрешности направления ветра для слабого ветра, дующего со скоростью меньше 5 м/с, $\delta \alpha \cong 1$ рад $\cong 60^\circ$, со скоростью более 10 м/с $\delta \alpha = 26^\circ$.

Погрешность в оценке лапласиана сильнее всего сказывается при расчете вертикальных токов. Используя для этого расчета метод Дюбюка — Лебедевой, получим погрешности $\delta \tau_{850} = 7$, $\delta \tau_{700} = 9$, $\delta \tau_{500} = 11$ гПа/12 ч.

Таким образом, при средних условиях несовпадение карт и ЦДК не влечет больших погрешностей в расчете скоростей и вертикальных токов. Однако, если рассмотреть случаи больших точечных расхождений карт и ЦДК, то выявляются большие отклонения по скорости ветра (максимальная $\delta v_g = 10,4$ м/с) и по направлениям (при скоростях ветра 10 м/с $\delta \alpha$ составит 60°). Увеличатся и ошибки расчета вертикальных токов (максимальные значения для уровней 850, 700, 500 гПа — 14, 18 и 22 гПа/12 ч соответственно). Это подтверждает необходимость контроля и корректировки ЦДК синоптиком.

Ввиду того, что синоптик производит построение траекторий по картам и косвенно учитывает тенденции развития барических полей и фронтальных систем, а при расчете на ЭВМ автоматически строятся только стационарные геострофические траектории по ЦДК (нестационарность учитывается сменой ЦДК), возможны расхождения в координатах начальных точек траекторий, построенных синоптиком и ЭВМ. Поскольку учет тенденции развития барических полей и фронтальных систем программное средство производит путем усвоения корректив траекторий, подготовленных синоптиком, объектом испытаний являлись геострофические траектории. Они были построены вручную для трех пунктов (Ленинград, Псков, Петрозаводск) на три заблаговременности (12, 24 и 36 ч) и сравнены с теми, которые были выданы для этих же случаев по результатам автоматических расчетов (см. табл. 5). Значения величин средних абсолютных ошибок $\delta \varphi$ и $\delta \lambda$ даны в градусах широты и долготы соответственно. По результатам, помещенным в этой таблице, можно сделать основной вывод, что расхождения траекторий, построенных по картам вручную и по ЦДК автоматически, не выходят за пределы допустимых. В среднем на 12 ч $\delta \varphi = 0,6^\circ$, $\delta \lambda = 0,8^\circ$, на 24 ч $\delta \varphi = 1,0^\circ$, $\delta \lambda = 1,6^\circ$, на 36 ч $\delta \varphi = 1,5^\circ$, $\delta \lambda = 2,4^\circ$. По этим данным можно оценить величину векторной ошибки положения δr , которая составляет при заблаговременности 12 ч — 79 км, при заблаговременности 24 ч — 143 км, а при заблаговременности 35 ч — 210 км. Эти отклонения приемлемы.

Главными, проверяемыми в процессе испытаний характеристиками являются те, которые необходимы в оперативной синоптической работе. Это адвективные значения температуры T , точки росы T_a , геопотенциала H_a , градиента приземного давления G , лапласиана ΔH , значения скорости v и направления ветра α . Разности этих величин, рассчитанных для Ленинграда по десяти срокам вручную и автоматически, приведены в табл. 6. Основные источники ошибок — это различия карт и ЦДК, неточность траекторий, проведенных вручную и автоматически.

Таблица 5

Средние разности между координатами начальных точек
прогностических траекторий, построенных автоматически и вручную,
за период с 01.05 по 10.05.1987 г. для 3-х пунктов

Пункт (конечная точка)	Поверх- ность, гПа	12 ч		24 ч		36 ч	
		$\bar{\delta}\varphi$	$\bar{\delta}\lambda$	$\bar{\delta}\varphi$	$\bar{\delta}\lambda$	$\bar{\delta}\varphi$	$\bar{\delta}\lambda$
Ленинград	1000	0,4	0,5	0,6	1,1	2,2	2,7
	850	0,6	0,8	1,3	1,4	1,6	2,4
	700	0,9	0,9	1,6	1,8	1,9	2,5
	500	0,7	0,9	1,0	2,0	1,8	2,9
Петрозаводск	1000	0,6	0,9	0,5	2,0	1,2	2,9
	850	0,3	1,1	0,7	0,9	0,7	1,5
	700	0,6	1,0	0,9	1,3	1,9	0,6
	500	0,8	1,0	1,4	1,9	1,3	1,7
Псков	1000	0,4	0,8	0,8	1,7	1,2	3,0
	850	0,6	0,3	1,8	1,0	1,0	2,8
	700	0,7	1,0	0,7	1,8	0,8	3,0
	500	0,3	0,9	0,8	1,9	2,6	2,9

Согласно табл. 6, автоматические расчеты нигде не выходят за рамки допустимых по сравнению с расчетами вручную. С ростом заблаговременности прогноза ошибки несколько возрастают, что можно объяснить увеличением расхождений в траекториях, построенных двумя способами.

Погрешности определения T и T_d больше, чем для H . Это связано с наличием фронтов, которые выражены в полях T и T_d и не выражены в поле H . Наличие фронтов приводит к значительным ошибкам T и T_d даже при небольших расхождениях в траекториях. Средние абсолютные разности T и T_d составляют на 12 ч соответственно $1,4^\circ$ и $1,7^\circ$, на 24 ч — $1,5^\circ$ и $1,8^\circ$, на 36 ч — $1,6^\circ$ и $2,0^\circ$. Средние абсолютные разности адвективного геопотенциала на 12, 24 и 36 ч — 0,6 гп. дам. Средние абсолютные разности лапласиана геопотенциала на все заблаговременности — 0,6 гп. дам/(500 км)².

Градиент приземного давления вычисляется с абсолютной погрешностью 0,4 гп. дам/100 км для заблаговременности 12 ч, а для заблаговременностей 24 и 36 ч — 0,5 гп. дам/100 км. Скорость геострофического ветра вычисляется с ошибкой 2 м/с на 12, 24

и 36 ч. Это существенно меньше, чем ожидаемая ошибка в случае независимости ошибок δH_x и δH_y . То же можно сказать и об ошибке определения направления ветра. Она составляет всего 16° ; несмотря на то, что весь период испытаний в районе Ленинграда наблюдались ветры слабее 10 м/с. Малые погрешности δv и $\delta \alpha$ свидетельствуют о значительной коррекции ошибок δH_x и δH_y .

Таблица 6

Средние абсолютные разности между величинами, рассчитанными автоматически и вручную, для Ленинграда за период с 01.05 по 10.05.1987 г.

Поверхность, гПа	$ \bar{\sigma} T_a $	$ \bar{\sigma} T_{da} $	$ \bar{\sigma} H $	$ \bar{\sigma} \Delta H $	$ \bar{\sigma} \sigma $	$ \bar{\sigma} \alpha $	$ \bar{\sigma} v $	$ \bar{\sigma} \psi $
Заблаговременность 12 ч								
1000	1,4	1,5	0,3	0,4	0,4	15,7	1,0	—
850	1,6	1,8	0,6	0,5	—	17,8	1,3	10,2
700	1,2	1,9	0,6	0,7	—	14,3	1,7	14,2
500	1,4	1,5	0,7	0,4	—	13,2	3,4	14,3
Заблаговременность 24 ч								
1000	1,0	1,6	0,1	0,3	0,5	19,3	1,3	—
850	1,7	1,5	1,0	0,5	—	16,3	2,1	13,8
700	1,4	1,8	0,3	0,8	—	11,2	1,9	17,9
500	0,9	2,0	0,5	0,6	—	9,5	2,8	16,5
Заблаговременность 36 ч								
1000	1,8	1,9	0,2	0,4	0,5	19,7	1,1	—
850	2,0	1,8	0,7	0,5	—	17,5	2,3	19,3
700	1,4	2,0	0,5	0,8	—	15,6	3,4	23,8
500	1,3	2,0	0,6	0,6	—	13,8	3,0	22,5

Расчет вертикальных токов с заблаговременностью 12 ч производился в период испытаний с абсолютной погрешностью 14 гПа/12 ч. Это примерно вдвое больше ожидаемой ошибки в случае независимых ошибок определения лапласиана в исходной и начальной точках траектории. Объяснением этому служит дополнительный вклад в формирование этих ошибок нетождественности

ственности траекторий. С ростом заблаговременности прогноза растут и ошибки в траекториях, а с ними и в вертикальных токах. На 24 ч они составляют 17 гПа/12 ч, а на 36 — 23 гПа/12 ч.

Случаи увеличения значений отклонений результатов ручных расчетов от автоматических были связаны с отклонениями в координатах траекторий. При детальном анализе, как (правило, расхождения в траекториях исчезли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев В. И., Русия И. Н. Повышение эффективности краткосрочного прогнозирования погоды за счет автоматизации. — В сб.: Вопросы эффективности гидрометеорологических исследований в целях интенсификации развития отраслей народного хозяйства. Л., изд. ЛПИ, 1987. Вып. 96. (ЛГМИ).

2. Русия И. Н., Варемеенко М. В., Матвеева Е. Б., Пригодич Н. Ф. Программное средство. Краткосрочный прогноз количества осадков в теплый период года по методу Е. М. Орловой с уточнениями СЗ УГКС. — Аннотированный перечень новых поступлений в ОФАП Госкомгидромета. Обнинск, 1986. Вып. 3, с. 15.

3. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. 1. Л., Гидрометеопиздат, 1986. — 702 с.

348205

ПРОИЗВОДСТВЕННАЯ ОЦЕНКА УСПЕШНОСТИ МНОГОФАЗОВЫХ ПРОГНОЗОВ ПОГОДЫ

Известные оценки успешности многофазовых прогнозов [1—6] предусматривают меру адекватности прогнозов фактическим условиям погоды. Необходимые при этом матрицы весов (значимости ошибок) задаются исходя из решаемой задачи разработки и апробации методики прогнозирования или априорных условий значимости ошибок: веса ошибок рассматриваются как функции некоторых переменных в развитии атмосферных процессов, пренебреженных или пропущенных прогнозируемым [6].

Метеорологический аспект оценки результативности прогнозов погоды не затрагивает их производственного содержания и не отражает меру полезной нагрузки прогнозов. Многофазовая матрица сопряженности методических прогнозов несет информацию не только о степени адекватности $\Pi_j \approx \Phi_i$, выраженной через условные вероятности $q_{ij}(\Pi_j)$, но и характеризует определенные возможности использования этих прогнозов конкретным потребителем. В конечном счете решение задачи оценки успешности прогнозов, целесообразной с точки зрения потребителя, возможно в том случае, если известна количественная мера зависимости его хозяйственной деятельности от ошибок прогнозирования.

Будем полагать, что прогнозы, имеющие ошибку $\Delta \eta = 0$, содержат максимальную информацию о предстоящей погоде и несут для данного потребителя наибольшую пользу. Прогнозы, содержащие ошибочные сведения, полезны частично. Значимость или весовая мера их полезности во многом зависит от хозяйственной специфики потребителя. Поскольку ошибка прогноза есть $\Delta \eta = \Pi - \Phi$ (где Π и Φ — соответственно прогностическое и фактическое значения метеорологической величины), а последствия реализации прогнозов — функция потерь потребителя, то численная величина значимости ошибок $\Delta \eta$ или метеорологическая полезность прогнозов может быть представлена в виде матрицы весов, элементы которой равны

$$a_{ij} = 1 - A \Delta \eta_{ij}, \quad (1)$$

где A — некоторая положительная величина, характеризующая зависимость потребителя от погодных условий; $\Delta \eta_{ij}$ — ошибки прогноза метеорологической величины, взятые из матрицы сопряженности как разности средних значений выбранных градаций.

В формуле (1) параметр A зададим в виде

$$A = A(s, \Delta \eta_{\max}), \quad (2)$$

где s — потери потребителя согласно функции потерь (матрицы потерь); $\Delta \eta_{\max}$ — максимальные ошибки прогноза метеорологической величины, устанавливаемые на основании таблицы сопряженности.

Содержание формулы (2) рассматривается следующим образом. Успешность прогнозов с точки зрения потребителя является мерой его хозяйственной успешности, что непосредственно проявляется в затратах на защитные мероприятия и прямых потерях. Чем меньше максимальные ошибки $\Delta \eta_{\max}$, тем более узкий диапазон метеорологических издержек отражает функция потерь, а значит, снижаются итоговые средние потери потребителя по метеорологическим условиям. Следовательно, успешность (оправдываемость) многофазовых прогнозов является мерой адекватности прогноза факту определяемой через их полезную нагрузку. Итак, формула (2) характеризует конкретную область проявления ошибок прогнозирования.

Известно, что все потребители устанавливают для себя максимально допустимые значения метеорологической величины (скорости ветра, температуры и т. п.). Пороговый уровень характеризует границу предельно допустимых потерь $s_{\text{доп}}$, а их предельно допустимое приращение составит величину

$$\varepsilon_{\text{доп}} = s_{\text{доп}} \Delta \eta_{\max}. \quad (3)$$

Для данного пункта и конкретного потребителя $\varepsilon_{\text{доп}}$ есть некоторая константа. Она обусловлена спецификой работы потребителя и максимально возможной ошибкой прогноза. Для инерционного прогноза $\Delta \eta_{\max}$ отражает фактическое максимальное изменение, экстремальный перепад метеорологической величины. Поскольку допустимые потери $s_{\text{доп}}$ зависят от производственной специфики потребителя и носят избирательный характер, то в целом величину $\varepsilon_{\text{доп}}$ следует рассматривать как виртуальные метеорологические потери в конкретной производственной области.

В повседневной практике использования прогнозов потери потребителя, вызванные неблагоприятной погодой, меняются в широких пределах. Это же относится и к приращению потерь. При чем максимальное приращение будет выражено величиной

$$\varepsilon = s_{\max} \Delta \eta. \quad (4)$$

Разность $\Delta \varepsilon = \varepsilon_{\text{доп}} - \varepsilon$ есть мера полезности прогнозов, а ее относительная величина $\alpha = \varepsilon / \varepsilon_{\text{доп}}$ может рассматриваться как

весовая мера значимости прогнозов для данного потребителя. С учетом формул (3) и (4) запишем

$$a = 1 - \frac{s_{\max} \cdot \Delta \eta}{s_{\text{доп}} \cdot \Delta \eta_{\max}} \quad (5)$$

Элементы матрицы весов a_{ij} для данного потребителя будут определяться только ошибкой прогноза $\Delta \eta$. При $\Delta \eta = 0$ значимость прогнозов максимальная $a_{ij} = 1$. При ошибках больших, чем допустимые, $a_{ij} < 1$.

Правую часть формулы (5) можно интерпретировать следующим образом. Отношение $s_{\max}/s_{\text{доп}}$ — величина постоянная для данного потребителя и характеризует меру его зависимости от условий погоды, а $\Delta \eta/\Delta \eta_{\max}$, в свою очередь, характеризует меру ошибочности прогноза. Их произведение есть мера значимости ошибки прогноза.

Представим $A = s_{\max}/s_{\text{доп}} = \text{const}$. Тогда с учетом знака ошибки прогноза можно записать

$$a_{ij} = \begin{cases} 1 + A_1 \Delta \eta_{ij} & \text{при } \Delta \eta < 0, \\ 1 - A_2 \Delta \eta_{ij} & \text{при } \Delta \eta > 0, \end{cases} \quad (6)$$

где $\Delta \eta_{ij}$ — ошибки прогноза, устанавливаемые на основании таблицы сопряженности прогнозов; $A_1 = s_{\max 1}/s_{\text{доп}}$, $A_2 = s_{\max 2}/s_{\text{доп}}$.

При оценке успешности прогнозов скорости ветра для морского порта элементы матрицы весов будут определяться следующим образом:

$$a_{ij} = \begin{cases} 1 + \frac{s_{\max 1} \Delta v_{\text{пр}}}{s_{\text{доп}} (\Delta v_{\text{пр}})_{\max}} & \text{при } \Delta v_{\text{пр}} < 0 \text{ — ошибки-пропуски} \\ 1 - \frac{s_{\max 2} \Delta v_{\text{пр}}}{s_{\text{доп}} (\Delta v_{\text{пр}})_{\max}} & \text{при } \Delta v_{\text{пр}} > 0 \text{ — ошибки-страховки} \end{cases}$$

Параметры, необходимые для построения матрицы весов, могут быть получены у потребителя (s_{\max} при $\Delta \eta_{\max}$, $s_{\text{доп}}$ при $\Delta \eta_{\text{доп}}$).

В качестве примера рассмотрим оправдываемость прогнозов скорости ветра для рыбного порта Мурманска, представленных в виде таблицы сопряженности (табл. 1).

Для сопоставительной оценки взяты инерционные прогнозы скорости ветра за тот же период (табл. 2).

В работе [7] были приведены матрицы потерь (тыс. руб./прогноз) по метеорологическим условиям для некоторых портов Прибалтики, позволяющие задать примерную матрицу потерь $\|s\|$, в частности, для рыбного порта Мурманска

$$s_{ij} = \begin{vmatrix} 30 & 80 \\ 10 & 0 \end{vmatrix} \quad (7)$$

Таблица 1

Таблица сопряженности оперативных методических прогнозов скорости ветра на ночь с учетом порывов (1.01.—17.10.1985 г.).

Фактическая погода, Φ_i	Прогноз, Π_j				$\sum_{j=1}^m n_j$
	0—5	6—11	12—19	> 20—25	
0—5	14	168	11	2	195
6—11	2	24	17	2	45
12—19		29	26		46
> 20—25			2	2	4
$\sum_{i=1}^n n_i$	16	212	56	6	290

Таблица 2

Таблица сопряженности инерционных прогнозов скорости ветра на ночь с учетом порывов (1.01.—17.10.1985 г.).

Фактическая погода, Φ_i	Прогноз, Π_j				$\sum_{j=1}^m n_j$
	0—5	6—11	12—19	> 20—25	
0—5	149	22	22	2	195
6—11	24	13	8		45
12—19	22	8	16		46
> 20—25		2		2	4
$\sum_{i=1}^n n_i$	195	45	46	4	290

В матрице (7) важно сохранить соотношение элементов s_{ij} , необходимое для последующих оценок. Максимальные потери $s_{12} = s_{\text{макс}} = 80$ тыс. руб., а допустимые при этом потери (затраты на защитные мероприятия), $s_{21} = s_{\text{доп}} = 10$ тыс. руб. В случае ошибок-страховок максимальные потери $s_{11} = s_{\text{макс}} = 30$ тыс. руб., а допустимые при этом сохраняются прежние. В итоге

$$a_{ij} = \begin{cases} 1 + \frac{80}{10 \cdot 10} \frac{\Delta V_{\text{пр}}}{5} = 1 + 0,8 \delta v_{\text{пр}}, \\ 1 - \frac{30}{10 \cdot 10} \frac{\Delta V_{\text{пр}}}{5} = 1 - 0,3 \delta v_{\text{пр}}. \end{cases} \quad (8)$$

Здесь $\Delta v_{\text{макс}} = 10$ м/с, а $\delta v_{\text{пр}}$ — величина, кратная допустимой ошибке $\delta v_{\text{пр}} = \Delta v_{\text{пр}}/5$. С точки зрения удобства принятия производственных решений матрица сопряженности представлена размерностью 4×4 . Выделены отдельно известные опасные градации $v \geq 12$ м/с и $v \geq 20$ м/с. Ошибка скорости ветра, нарастающая на величину градации, составит кратность $\delta v_{\text{пр}}$, соответственно равную $(11-5) : 5 = \pm 1,2$; $(19-5) : 5 = \pm 2,8$; $(25-5) : 5 = \pm 4,0$.

Отсюда матрица весов записывается в виде (табл. 3)

Таблица 3

Матрица весов a_{ij}

Фактическая погода, Φ_i	Прогноз, Π_j			
	0—5	6—11	11—19	≥ 20 —25
0—5	1	0,64	0,16	-0,20
6—11	0,04	1	0,52	0,16
12—19	-1,24	-0,28	1	0,64
≥ 20 —25	-2,20	-1,24	0,04	1

Оправдываемость методических прогнозов составляет

$$P_m = \frac{100}{290} (14 + 24 + 26 + 2) + (0,64 \cdot 168 + 0,52 \cdot 17) + \\ + (0,16 \cdot 11 + 0,16 \cdot 2) + (-0,20 \cdot 2) + (2 \cdot 0,04 + 20(-0,28) + \\ + 2 \cdot 0,04) = 61,6\%$$

Оправдываемость инерционных прогнозов $P_{\text{ин}}$ равна 58,1%, случайных $P_{\text{сл}}$ 50,6%.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багров Н. А. Оценка качества вероятностных прогнозов. — Тр. ГМЦ СССР, 1968, вып. 28, с. 3—10.
2. Багров Н. А., Морской Г. И. Метод оценки прогнозов. — Метеорология и гидрология, 1955, № 4, с. 24—28.
3. Багров Н. А. О статистических свойствах некоторых оценок прогнозов. — Тр. ГМЦ, 1966, вып. 9, с. 61—69.
4. Груза Г. В., Радюхин В. Т. Статистическая оценка качества прогнозов, данных в вероятностной форме. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1981, № 4, с. 339—347.
5. Сонечкин Д. М. Метод расчета оптимальной матрицы «весов» для оценки качества вероятностных прогнозов. — Тр. ГМЦ СССР, 1968, вып. 28, с. 73—76.
6. Тер-Мкртчян М. Г. Эвристический подход к задаче оценки метеорологических прогнозов. — Метеорология и гидрология, 1969, № 12, с. 94—95.
7. Хандожко Л. А. Экономические аспекты метеорологического обеспечения народного хозяйства. — В сб.: Вопросы эффективности гидрометеорологических исследований народного хозяйства. Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 96, с. 83—93. (ЛГМИ).

СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ МАКСИМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РЕЗУЛЬТАТОВ ЧИСЛЕННОГО ПРОГНОЗА

Прогностическое значение максимальной температуры воздуха важно не только как элемент ожидаемой погоды, но и как предсказатель при разработке ряда явлений погоды. Использование результатов гидродинамического прогноза позволяет при разработке статистического прогноза максимальной температуры реализовать синхронные статистические связи. Это обстоятельство, а также достигнутые за последние годы успехи в области численных прогнозов могут заметно улучшить качество прогноза максимальной температуры [1, 3].

Ежесуточные значения максимальной температуры воздуха в пункте прогноза формируются прежде всего под влиянием термогигрометрических свойств воздушной массы, расположенной над пунктом прогноза, притоком солнечной радиации к поверхности почвы, процессов турбулентного теплообмена в нижних слоях атмосферы. Поэтому при разработке статистического прогноза максимальной температуры воздуха следует подбирать такие предсказатели, которые характеризуют эти свойства и процессы.

Использованные нами предикторы могут быть разделены на две группы. К первой относятся непосредственно определяющиеся с помощью предвычисленных карт давления или геопотенциала. Ко второй — прогностические значения термогигрометрических характеристик свободной атмосферы, которые в настоящее время также предвычисляются гидродинамическими методами, но могут быть определены и по исходным и прогностическим картам с помощью традиционных в синоптической метеорологии графических построений.

К предварительному списку выбранных нами предикторов первой группы относятся геопотенциальные высоты H_{500} и H_{1000} (гп. дам) изобарических поверхностей 500 и 1000 гПа, лапласианы приземного давления $\nabla^2 P$ гПа/(350 км²)² и геопотенциала на уровне 700 гПа $\nabla^2 H$ гп. дам/(500 км²)², модули ско-

рости геострофического ветра v_g у поверхности и на поверхности 700 гПа, соответствующие этим модулям меридиональные составляющие скорости геострофического ветра v_g^M , $(v_g^M)_{700}$. К предварительным предикторам второй группы относятся температура воздуха и массовая доля водяного пара на изобарических поверхностях 850, 700, 500 гПа. Дополнительно в качестве предиктора использовалась длительность дня λ , отражающая годовой ход притока солнечной радиации к земной поверхности.

На основе перечисленных предикторов была разработана методика регрессионного прогноза максимальной температуры в Ленинграде в теплое (май — сентябрь) время года. Рабочая выборка содержала 200 ситуаций, разделенных между собой не менее чем 5-суточным интервалом времени.

В соответствии с реализованной процедурой пошаговой регрессии, осуществляющей просеивание предикторов, отбор информативных предикторов прекращается, когда на текущем шаге алгоритма рост множественного коэффициента корреляции между предиктантом и предикторами не достигает 0,01.

Уравнение регрессии, реализующее информативные предикторы первой и второй групп и предназначенное для прогноза максимальной температуры воздуха с заблаговременностью до 36 ч, имеет следующий вид:

$$T_m = 0,32 [(H_{500} - H_{1000}) - 550] + 0,28 T_{850} + 0,19 q_{850} - 0,10 \nabla^2 P - 0,05 v_g + 16,36. \quad (1)$$

Дополнительно было построено уравнение регрессии, учитывающее только предикторы первой группы. В силу относительной сложности прогноза термогигрометрических характеристик такое уравнение представляет особый интерес и имеет следующий вид:

$$T_m = 0,45 [(H_{500} - H_{1000}) - 550] - 0,10 \nabla^2 P - 0,05 v_g + 18,46. \quad (2)$$

Статистические характеристики уравнений регрессии помещены в табл. 1.

Таблица 1

Статистические характеристики уравнений регрессии

Дисперсия предиктанта σ^2	Номер уравнения регрессии	Множественный коэффициент корреляции R	Объясненная дисперсия σ^2	Доли объясненной дисперсии				
				$H_{500} - H_{1000}$	T_{850}	q_{850}	v_g	$\nabla^2 P$
20,79	1	0,787	12,87	0,611	0,260	0,076	0,035	0,018
	2	0,752	11,72	0,942	—	—	0,039	0,025

Из табл. 1 следует, что первое уравнение регрессии имеет несколько большее значение множественного коэффициента корреляции и, соответственно, большую объясненную дисперсию. Наибольший вклад в объясненную дисперсию как для первого, так и для второго уравнений имеет предиктор ($H_{500} - H_{1000}$), пропорциональный средней температуре 5-километрового слоя атмосферы. Примечательно, что информативность температуры воздуха на уровне 850 гПа заметно уступает информативности ($H_{500} - H_{1000}$). Роль остальных предикторов существенно меньше.

Как известно, особенно плохо регрессионному прогнозу поддаются метеорологические величины, приближающиеся по своим значениям к экстремальным. Для уменьшения этого недостатка нами использовано предложенное Г. А. Карпеевым [1] преобразование предиктанта, которое может быть представлено в виде

$$\hat{y} = \hat{y}_{\text{рег}} \sqrt{\frac{\sigma_y^2}{\hat{\sigma}_y^2}} + \bar{y} \left(1 - \sqrt{\frac{\sigma_y^2}{\hat{\sigma}_y^2}} \right),$$

где \hat{y} — преобразованное значение предиктанта; $\hat{y}_{\text{рег}}$ — вычисленное с помощью уравнения регрессии; σ_y^2 , $\hat{\sigma}_y^2$ — дисперсия и объясненная дисперсия предиктанта; \bar{y} — среднее значение предиктанта.

В табл. 2 представлены результаты оценки качества прогнозов максимальной температуры воздуха, составленных по независимой выборке с помощью двух построенных уравнений регрессии без использования преобразования и с использованием преобразования Г. А. Карпеева. Было составлено 90 прогнозов максимальной температуры воздуха и отдельно 32 прогноза экстремальных температур, под которыми понимались значения максимальной температуры воздуха, отличавшиеся на 5 и более градусов от средней по рабочей выборке максимальной температуры. Заблаговременность прогноза составила 36 часов.

Таблица 2

Результаты оценки качества прогноза максимальной температуры воздуха по построенным уравнениям регрессии

Характеристика уравнения регрессии	Заблаговременность, ч	Уравнение (1)				Уравнение (2)			
		δ град	$\delta_{\text{экт}}$ град	η %	$\eta_{\text{экт}}$ %	δ град	$\delta_{\text{экт}}$ град	η %	$\eta_{\text{экт}}$ %
Непреобразованные	36	2,36	3,09	81	71	2,90	3,60	68	48
Преобразованные	36	2,35	2,71	84	82	2,95	3,01	73	68

ПРИМЕЧАНИЕ. δ — средняя квадратическая ошибка прогноза, $\delta_{\text{экт}}$ — средняя квадратическая ошибка прогноза экстремальных температур.

Предикторы первой группы определялись с помощью отечественных прогностических карт, предикторы второй группы оценивались путем графических построений. Оценка оправданности прогнозов осуществлялась в соответствии с Наставлением по оценке оперативных краткосрочных прогнозов погоды.

Из табл. 2 следует, что качество прогнозов максимальной температуры воздуха, составленных с помощью первого уравнения регрессии, учитывающего информативные предикторы обеих групп, значительно выше качества прогнозов, составленных с помощью второго уравнения. Преобразование Г. А. Карпеева, не оказывая существенного влияния на прогноз максимальной температуры вообще, значительно повышает его качество для случаев прогноза экстремальной температуры. Первое уравнение регрессии, улучшенное с помощью преобразования Г. А. Карпеева, может быть рекомендовано к практическому использованию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карпеев Г. А. Об одном способе оптимального анализа экстремальных значений метеорологического поля. — Тр. ГМЦ СССР, 1969, вып. 44, с. 12—36.
2. Снитковский А. И. К прогнозу температуры воздуха. — Метеорология и гидрология, 1980, № 12, с. 12—26.
3. Оганесян В. В., Снитковский А. И. Вероятностный краткосрочный прогноз температуры воздуха и осадков. — Метеорология и гидрология, 1986, № 12, с. 17—25.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ГРОЗЫ НА ОСНОВЕ МЕТОДА ГРУППОВОГО УЧЕТА АРГУМЕНТОВ

Интенсивное развитие численных методов прогноза погоды в последние десятилетия привело к повышению оправдываемости прогноза в целом, улучшению точности и заблаговременности прогноза отдельных метеорологических величин и явлений погоды. Однако был достигнут ограниченный успех в области численного прогноза опасных явлений погоды (гроза, кучево-дождевая облачность, туман и др.), которые существенным образом влияют на безопасность полетов летательных аппаратов различного назначения.

В статье приводятся результаты апробации статистических схем прогноза вероятности грозы для района Москвы, построенных в соответствии с концепцией диагностических синхронных связей (ДСС) [1]. Исходная выборка предикторов включала в себя данные радиозондирования атмосферы (ст. Долгопрудный) за теплое полугодие 1976—1981 гг. (1080 случаев) и прогностические значения метеовеличин, полученные с помощью прогноза траекторий оперативной квазигеострофической схемой Гидрометцентра СССР [2] за теплое полугодие 1978—1981 гг. (540 случаев).

В исходный перечень вошли предикторы, прямо или косвенно характеризующие основные физические процессы, которые определяют образование и развитие конвективных явлений [3]: температурную стратификацию тропосферы; распределение влажности в приземном слое; поле вертикальных движений; интенсивность прогрева земной поверхности.

С целью выбора оптимального подмножества предикторов и определения степени «полного» описания регрессионной модели использовались линейный алгоритм и алгоритм с ковариациями и квадратичными описаниями метода группового учета аргументов (МГУА) [4]. Ряд исследований показал возможность практического использования аналогичных алгоритмов МГУА в конкретных задачах анализа и прогноза характеристик состояния природной среды [5, 6].

МГУА имеет иерархическую структуру алгоритмов идентификации параметров сложных моделей перцептронного типа. В со-

ответствии с гипотезой селекции и принципом неокончательных решений из многорядной структуры генерируемых комбинаций в следующий ряд генерации отфильтровываются наиболее эффективные их комбинации. Эффективность комбинаций определялась через значения критерия регуляризации на отдельном подмножестве данных (в нашем случае в качестве такого критерия использовался критерий Брайера [7]).

В связи с большим числом переборных моделей частных описаний в алгоритмах МГУА при практической реализации методов прогноза значений метеорологических величин и явлений погоды оказалось целесообразным применение концепции диагностических синхронных связей, которая позволяет получить устойчивые оценки параметров статистических связей в моделях частных описаний по выборке значений метеорологических величин большого объема.

Алгоритм построения оптимальной статистической модели для прогноза вероятности грозы сводился к следующим операциям.

Исходное множество предикторов D разбивалось на 3 подмножества: D_1 — для восстановления коэффициентов регрессии в генерируемых уравнениях (850 случаев); D_2 — для проверки устойчивости моделей методом скользящего контроля [8] (80 случаев); D_3 — для оценки точности моделей по значению критерия Брайера (150 случаев).

Полное описание объекта прогноза

$$y = f(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n) \quad (1)$$

разбивается на серию частных описаний:

$$y_1 = f(x_1, x_2), y_2 = f(x_1, x_3), \dots, y_m = f(x_{n-1}, x_n), \quad (2)$$

где $m = c_n^2$ — в моделях линейного алгоритма; $m = n/2$ — в моделях алгоритма с ковариациями и квадратичными описаниями; c_n^2 — число сочетаний из двух элементов по n .

Для линейного алгоритма МГУА промежуточные частные описания имеют вид линейного полинома первой степени

$$y = \tau_0 + \tau_i x_i + \tau_j x_j, \quad (3)$$

а для алгоритма с ковариациями и квадратичными описаниями

$$y = f(x_i, x_j, x_i \cdot x_j, x_i^2, x_j^2), \quad (4)$$

где x_i, x_j — предикторы из исходного подмножества; τ_0 — свободный член; τ_i, τ_j — коэффициенты регрессии.

Из всех m уравнений частных описаний в следующий ряд генерации моделей отбиралось $m - \Sigma$ лучших по критерию Брайера уравнений регрессий вида (3) или (4). Значение Σ меняется в пределах от 1 до $n - 2$. Оно определяет скорость сходимости алгоритма и число рядов генерации — рядов отбора наиболее информативных предикторов. Отобранные $k = m - \Sigma$ уравнений использовались для генерации новых моделей прогноза, но в ка-

честве переменных использовались k лучших (наиболее точных по значению Брайера на D_3) значений предиктанта, предвычисленных на предыдущем шаге:

$$z_l = f_l(y_1, y_2), z_2 = f_l(y_1, y_3), \dots, z_l = f_l(y_{k-1}, y_k), \quad (5)$$

где $l = C_k^2$ — сочетания из двух элементов по k .

По вновь полученным уравнениям осуществлялся прогноз по данным выборки D_3 и снова отбирались наиболее точные уравнения, но число этих уравнений было равно $p = k - 1$.

Процесс генерации моделей частных описаний снова повторялся и так далее до окончания перебора всех возможных промежуточных моделей. Максимальное число рядов генерации моделей равно $m - 1$.

Для оценки обусловленности ковариационных матриц при определении оценок параметров статистических связей в уравнениях использовался показатель обусловленности матриц Фоке [4].

Для линейного алгоритма МГУА модель оптимальной сложности ($P_{BR} = 0,412$) была получена на третьем этапе генерации промежуточных моделей в виде

$$\omega_i = 0,005 - 0,003 z_3 + 0,102 z_6. \quad (6)$$

Уравнение (6) получено на основе следующих уравнений промежуточных моделей частных описаний:

$$z_3 = 0,01 + 0,537 y_3 + 0,049 y_7,$$

$$z_6 = -0,07 + 0,041 y_1 + 0,09 y_6,$$

$$y_3 = 0,348 + 0,04 x_5 + 0,029 x_6,$$

$$y_7 = 0,365 + 0,006 x_5 + 0,003 x_8,$$

$$y_1 = 0,354 - 0,010 x_3 + 0,030 x_6,$$

$$y_6 = -0,128 + 0,016 x_3 + 0,064 x_4.$$

Здесь x_3 — дефицит точки росы на изобарической поверхности 700 гПа; x_4 — критерий Вайтинга; x_5 — критерий Фатеева; x_6 — градиент температуры воздуха в слое 850—500 гПа; x_7 — индекс устойчивости атмосферы; x_8 — сумма дефицитов точки росы на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа.

Для алгоритма с ковариациями и квадратичными описаниями модель оптимальной сложности была получена на втором этапе генерации моделей ($P_{BR} = 0,388$):

$$z_1 = 0,134 y_1 + 0,604 y_2 + 0,846 y_1^2 - 0,07,$$

где $y_1 = 0,232 + 0,028 x_1 + 0,0001 x_2$; $y_2 = 0,086 + 0,001 x_3 + 0,001 x_3 x_4$; x_1 — температура воздуха на уровне 850 гПа; x_2 — сумма скоростей вертикальных движений воздуха на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа.

Таким образом, расширение исходной базы для перебора описаний «вширь» приводит к нахождению модели оптимальной

сложности уже на втором этапе генерации промежуточных моделей частных описаний, но точность прогнозов вероятности грозы по моделям оптимальной сложности, найденным в соответствии с линейным алгоритмом и алгоритмом с ковариациями и квадратичными описаниями, примерно одинакова.

Сравнение точности разработанных с помощью модели оптимальной сложности методических прогнозов с климатологическими прогнозами по данным контрольной выборки D_3 показало, что успешность методических прогнозов по критерию Брайера на 24—28% лучше, чем климатологических прогнозов.

Точность прогноза вероятности грозы по модели оптимальной сложности, полученной с помощью линейного алгоритма и алгоритма МГУА с ковариациями и квадратичными описаниями, сравнивалась с точностью прогнозов по лучшему уравнению линейной регрессии, полученному в соответствии с концепцией диагностических синхронных связей (с предикторами T_{850} , $\sum_{i=1}^3 \omega_i$, ΔT_{d700}), и оказалась на 4—6% лучше по значению критерия Брайера для данных контрольной выборки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Снитковский А. И. К анализу и прогнозу летних осадков. — Метеорология и гидрология, 1983, № 4, с. 30—39.
2. Белоусов С. Л. Оперативные численные краткосрочные прогнозы метеорологических элементов. — Метеорология и гидрология, 1978, № 6, с. 6—12.
3. Славин И. А. Термодинамика гроз. — Л.: изд. ВИКА, 1968. — 432 с.
4. Ивахненко А. Г. Долгосрочное прогнозирование и управление сложными системами. — Киев: Техника, 1975. — 398 с.
5. Савченко С. И., Пряников С. М. Применение метода группового учета аргументов для прогноза количественных характеристик зональной и меридиональной циркуляции атмосферы. — В кн.: Тр. III Всес. симп. по применению статистических методов в метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1978, с. 77—80.
6. Пряников С. М. Об одном из путей повышения устойчивости статистической связи. Тез. докл. II Всес. конф. молодых ученых гидрометслужбы. — Обнинск, 1976, с. 9.
7. Груза Г. В. Вероятностные прогнозы. — Л.: Гидрометеиздат, 1985.
8. Коган М. С., Романов Л. Н. Сравнение некоторых методов упорядочения параметров для оценки их информативности. — Метеорология и гидрология, 1983, № 2, с. 49—58.

ДИАГНОЗ И ПРОГНОЗ МОРОСЯЩИХ ОСАДКОВ ПО РАСПРЕДЕЛЕНИЮ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ

Для исследования связи между распределением термодинамических параметров в нижней тропосфере и морозящими осадками были отобраны 500 случаев, при которых отмечалась низкая слоистообразная облачность или туман в Черновцах в момент температурного зондирования атмосферы (03 и 15 ч мск) и все случаи наличия в этот срок наблюдения морозящих осадков.

Проведенный анализ показал, что в преобладающем большинстве (88—97%) дефициты точки росы до высоты 1000 м составляют $0-2^{\circ}\text{C}$ и даже на уровне 850 гПа повторяемость этих значений дефицита точки росы остается значительной (67%). Такая картина распределения повторяемости малых значений дефицита точки росы свидетельствует о том, что при морозящих осадках атмосфера от поверхности земли до высоты более чем на 1000 м близка к насыщению или насыщена водяным паром.

При наличии низких слоистообразных облаков, не дающих морозящих осадков, повторяемость малых ($0-2^{\circ}\text{C}$) значений дефицита точки росы на всех уровнях приземного полуторакилометрового слоя атмосферы уменьшается на 35—37%. Только на уровне 950 гПа она уменьшается всего на 12% и составляет 83%. Таким образом, в подавляющем большинстве случаев отмечается состояние воздуха, близкое к насыщению. Целесообразно рассмотреть повторяемость различных значений мощности слоя атмосферы, где $T - T_d \leq 2^{\circ}\text{C}$ как при наличии морозящих осадков, так и при существовании $St - Sc$, не дающих морозящих осадков.

Расчеты показали, что морозящие осадки в 75% случаев выпадали при мощности слоя атмосферы более 1000 м, в котором дефицит точки росы не превышал 2°C , и только в 25% случаев мощность этого слоя составляла менее 1000 м, при этом она никогда не была меньше 300 м.

Когда морозящие осадки у поверхности земли не отмечались, в 65% случаев мощность слоя атмосферы, где $T - T_d \leq 2^{\circ}\text{C}$, не

превышала 1000 м и в значительном числе случаев составляла от 40 до 300 м. Ниже, для упрощения, характеризуя слой атмосферы, где $T - T_d \leq 2^\circ \text{C}$, будем употреблять термины «облачный слой», «верхняя или нижняя граница слоистообразных облаков» (ВГО и НГО) и т. д.

Анализ повторяемости градаций $H_{\text{НГО}}$ показывает хорошую согласованность теоретических расчетов конденсационно-коагуляционного роста облачных частиц в облаках с малыми вертикальными токами [1—7] с данными натуральных наблюдений и утверждает мнение о том, что при установлении статистических связей между явлением мороси и распределением термодинамических параметров атмосферы неизменными предикторами должны являться $H_{\text{НГО}}$ и $H_{\text{ВГО}}$, а также ΔH — мощность облачного слоя.

Важной характеристикой при анализе причин образования осадков является оценка фазового состояния облака. В грубом приближении такая оценка может быть осуществлена по температуре на верхней границе облачного слоя. В таблице приводятся данные о повторяемости градаций температуры на верхней границе облачного слоя в Черновцах при выпадении морозящих осадков и без них.

Повторяемость (%) градаций температуры на верхней границе облачного слоя в Черновцах при морозящих осадках и без них

Повторяемость	Градации температуры, °С							
	ниже -15	-15 -10	-10 -5	-5 -0	0 +5	+5 +10	+10 +15	
При осадках	3	4	19	27	33	15	2	
Без осадков	7	7	22	29	18	14	3	

Главным выводом из анализа этой таблицы является то, что при мороси в 97% и без мороси в 93% случаев температура на верхней границе облачного слоя оказывается выше -15°C и -10°C соответственно. Из теории естественной кристаллизации облаков с малыми вертикальными токами, предложенной Л. Г. Качуриным и развитой автором [1], следует, что условное разделение слоистообразных облаков на капельные и смешанные можно производить по сравнению температуры на верхней границе облачного слоя ($T_{\text{ВГО}}$) с температурой интенсивной кристаллизации ($T_{\text{ИК}}$). Последняя определяется как наиболее высокая для данного внутриоблачного физического процесса температура, в слоистообразном переохлажденном облаке образуется минимальное критическое число замерзших капель, способное вызвать коллоидальную неустойчивость этого облака. Показано, что $T_{\text{ИК}}$ зависит от величины средних вертикальных скоростей движения воздуха,

в этом облаке и изменяется в пределах от -15°C при близких к нулю восходящих, нулевых и небольших нисходящих вертикальных токах до -9°C при значительных (более $200 \text{ гПа}/12 \text{ ч}$) восходящих движениях воздуха. Поскольку в облаках $\text{St} - \text{Sc}$ наблюдаются близкие к нулю вертикальные токи, именно из них в Черновцах выпадали морозящие осадки, что обусловлено процессами конденсационно-коагуляционного роста облачных частиц в чисто водяных облаках.

Анализ зависимости скорости роста капель в подобных облаках от изменения основных параметров, входящих в уравнение роста капли, показывает [1—3, 6, 8, 9], что активность процессов конденсационно-коагуляционного роста капель, падающих в чисто водяных облаках, может быть оценена комплексом таких параметров, как средняя температура облака, средняя влажность, мощность облака, средние вертикальные скорости, концентрация крупных капель в облаке, способных коагулировать с мелкими.

По оценке Б. Дж. Мейсона [6] и др. в атмосфере любого района Земли имеется достаточное количество «гигантских частиц», способных образовывать такое количество крупных капель в облаке, при котором их дальнейший рост обеспечивает выпадение осадков. Так как слоистообразные облака, из которых выпадают морозящие дожди, в подавляющем большинстве чисто водяные, то, по-видимому, главным механизмом образования осадков в этих облаках является процесс слияния капель после того, как в них появляются капли радиусом больше $20-25 \text{ мкм}$.

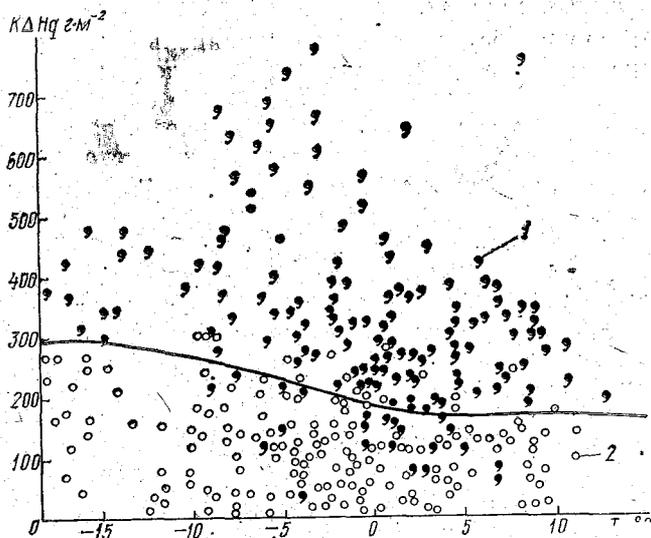
Изложенное позволяет выделить следующие параметры атмосферы для диагноза мороси: $H_{\text{НГО}}$, $H_{\text{ВГО}}$, ΔH , $T_{\text{ВГО}}$, $\bar{q}(T)$ — средняя влажность облачного слоя, $K(H_{\text{НГО}})$ — безразмерный коэффициент, учитывающий испарение осадков в подоблачном слое атмосферы. Этот коэффициент рассчитывается по формулам

$$K(H_{\text{НГО}}) = \begin{cases} 1 & \text{при } H_{\text{НГО}} < 0,1 \text{ км,} \\ 1 + 0,1 H_{\text{НГО}} - H_{\text{НГО}}^2 & \text{при } 1,05 > H_{\text{НГО}} \geq 0,1 \text{ км,} \\ 0 & \text{при } H_{\text{НГО}} \geq 1,05 \text{ км.} \end{cases}$$

На рисунке представлена зависимость выпадения морозящих осадков из слоистообразных облаков и туманов от соотношения между $T_{\text{ВГО}}$ и произведением $K(H_{\text{НГО}}) \bar{q} \cdot \Delta H$. Четко выраженное разделение областей с морозящими осадками (1) и без мороси (2) позволяет провести демаркационную линию. Для чего график разбивался на квадраты с шагом по горизонтали 5°C , по вертикали $100 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$ и в каждом квадрате подсчитывалась вероятность выпадения морозящих осадков. Линия проводилась по 50%-ной вероятности этого явления погоды.

Анализ показал следующее:

1) в области положительных температур на верхней границе облачного слоя от $+2^{\circ}\text{C}$ и выше критическое значение эффективного водозапаса облачного слоя, необходимого для выпадения мороси, достигающей земной поверхности, остается постоянным и составляет около $160 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$;



Зависимость выпадения морозящих осадков из слоистообразных облаков и туманов от соотношения между $T_{\text{ВГО}}$ и произведением $K(H_{\text{НГО}})\bar{q}\Delta H$: 1 — область морозящих осадков; 2 — область крупнокапельных осадков.

2) при понижении температуры на верхней границе облачного слоя от $+1^{\circ}\text{C}$ вплоть до -15°C происходит увеличение критического значения эффективного водозапаса облачного слоя;

3) в дальнейшем по мере понижения температуры на верхней границе облачного слоя критическое значение эффективного водозапаса остается постоянным — $300 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$;

Для получения представленной на рисунке зависимости выпадения морозящих осадков от соотношения между температурой на верхней границе облачного слоя и его эффективным водозпасом было использовано около 500 случаев синхронных метеорологических и аэрологических наблюдений. Если статистическая оценка полученной связи при параметрах облака $T_{\text{ВГО}}$ и $K(H_{\text{НГО}})\bar{q}\Delta H$ показывает, что точка на графике окажется выше кривой, разделяющей области морозящих осадков и их отсут-

ствия, то вероятность выпадения мороси будет составлять около 96%, если же ниже, то вероятность моросящих осадков — 6,6%, а их отсутствий — 93,4%.

Таким образом, по распределению в нижнем полутораклометровом слое термодинамических параметров атмосферы можно с высокой точностью диагностировать, а в случае прогностических значений распределения по высотам T и T_d прогнозировать моросящие осадки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов В. С. Комплексный метод численного диагноза и прогноза обложных осадков. — Львов: Вища школа, 1982, с. 126.
2. Боровиков А. М. и др. Физика облаков. — Л.: Гидрометеиздат, 1961, с. 459.
3. Качурин Л. Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы. — Л.: Гидрометеиздат, 1978, с. 455.
4. Мазин И. П., Шметер С. М. Облака: строение и физика образования. — Л.: Гидрометеиздат, 1983, с. 277.
5. Матвеев Л. Т. Динамика облаков. — Л.: Гидрометеиздат, 1981, с. 312.
6. Мейсон Б. Дж. Физика облаков / Пер. с англ. — Л.: Гидрометеиздат, 1961, с. 542.
7. Роджерс Р. Р. Краткий курс физики облаков. — Л.: Гидрометеиздат, 1979, с. 231.
8. Буйков М. В. Численное моделирование облаков слоистообразных форм. Обзор. Серия Метеорология. — Обнинск, 1978, с. 64.
9. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1978, с. 639.

УЧЕТ ПРЕДШЕСТВУЮЩЕГО ХАРАКТЕРА РАЗВИТИЯ МАКРОПРОЦЕССОВ В ПРОГНОЗЕ АНОМАЛИЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПО СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

Разработка метода прогноза месячных и сезонных аномалий метеорологического режима над океаническими районами может решаться несколькими способами. В ряде исследований [1—3] установлено, что наиболее важные отклонения в элементах погоды в изучаемом районе связаны с вполне определенными особенностями предшествующего развития макросиноптических процессов.

В работах [4—7] нами была предложена схема месячного прогноза поля давления для Северной Атлантики, построенная на учете особенностей распределения аномалий давления и температуры воздуха в связи с характером атмосферной циркуляции на северном полушарии в предшествующих перед прогнозируемым четырех месяцах. В настоящее время проводится испытание полученных прогностических связей на независимом материале путем составления опытных прогнозов в условиях, близких или равных оперативным.

В данной статье обсуждаются некоторые рабочие приемы составления опытных прогнозов и предлагается способ количественного учета меры сходства особенностей развития макропроцессов на северном полушарии.

При построении прогностических связей [6, 7] была выполнена классификация особенностей распределения аномалий месячного давления и температуры воздуха над Северной Атлантикой с учетом сходства в развитии макропроцессов северного полушария. Крупномасштабная циркуляция учитывалась путем изучения закономерностей последовательной эволюции ряда характеристик полей давления и температуры в связи с преобразованием форм атмосферной циркуляции по Г. Я. Вангенгейму — А. А. Гирсу [1] на протяжении пятимесячных периодов (один прогностический и четыре исходных). Закономерности преемственности месячных стадий крупномасштабной циркуляции являются главной основой

в этом методе для предсказания будущего характера развития синоптических процессов над Северной Атлантикой.

Установлено [4—7], что все многообразие развития макропроцессов, наблюдавшееся в каждом из двенадцати пятимесячных периодов, начиная с 1900 г., обобщается в 8—10 группах, каждая из которых характеризуется формированием в прогностическом месяце определенного типа распределения аномалий давления и температуры над Северной Атлантикой. Отсюда следует, что выявленные таким образом типы процессов органически связаны с особенностями крупномасштабной циркуляции на северном полушарии. Следовательно, их можно рассматривать как результат проявления процессов основных форм и типов атмосферной циркуляции и как естественное продолжение согласованной эволюции соответствующих характеристик макропроцессов в предшествующих четырех месяцах.

Далее были получены вероятностные связи определенных исходных макропроцессов с последующим их развитием в изучаемом районе. В целях объективного представления этих связей использованы приемы в виде построения средних групповых графиков повторяемости форм (W , C , E) и типов (Z , M_1 , M_2) циркуляции, карт повторяемости знаков аномалий давления и температуры в последовательные месяцы, а также средних карт давления и аномалий давления и температуры для прогностических месяцев [4, 5].

На групповых графиках и картах хорошо выявились особенности макропроцессов, наиболее характерные для прогностического и предшествующих месяцев каждой группы. Установлено [4—7], что в исходном периоде каждой группы одноименного прогностического месяца наблюдается определенное, характерное только для нее преобразование форм и типов циркуляции и связанное с ним распределение аномалий давления и температуры. Все эти характеристики рассматриваются как типовые для соответствующей группы однородного развития макропроцессов.

Полученный картографический материал по каждой группе имеет прогностическое значение. Он показывает вероятную преемственность макропроцессов на северном полушарии при наиболее часто встречающихся типах аномалий метеорологического режима над Северной Атлантикой в зависимости от вида макропреобразований форм и типов атмосферной циркуляции. При этом характеристики типовых макропроцессов исходных четырех месяцев служат для выбора «действующего» типового макропроцесса по соответствующим характеристикам в исходном периоде текущего макропроцесса, а характеристики «действующего» типового макропроцесса в прогностическом месяце служат основой для составления прогноза.

На примере прогноза на май 1988 г. приведем схему его составления.

1. Проводится анализ макросиноптических процессов на северном полушарии с января по апрель, определяется число дней с процессами W , C , E , Z , M_1 , M_2 в каждом из этих месяцев и строятся кривые отклонения от нормы повторяемости форм (W , C , E) и типов (Z , M_1 , M_2).

2. Строятся карты аномалий среднего месячного давления и температуры воздуха на северном полушарии для каждого месяца с января по апрель.

3. Совместно анализируются указанные в пунктах 1 и 2 графики и карты, сопоставляются с соответствующими типовыми характеристиками майских макропроцессов и решается вопрос о том, к какому из восьми типовых макропроцессов ближе всего был ход макропроцессов текущего исходного периода (январь — апрель).

4. Типовые характеристики установленного в пункте 3 «действующего» макропроцесса в прогностическом (мае) месяце принимаются как основа для составления прогноза на май.

На данном этапе испытания прогностических связей исходным материалом для выбора «действующего» типового макропроцесса послужили текущие фактические данные о характере циркуляции, полях давления и температуры на полушарии, строящиеся в оперативном порядке в отделе долгосрочных метеорологических прогнозов Арктического и Антарктического научно-исследовательского института.

Легко заметить, что успешность прогнозов, составляемых на основе предлагаемого метода, во многом будет определяться надежностью выбора «действующего» типового макропроцесса. С точки зрения математической статистики сведения о том, к какому типовому макропроцессу относится текущий макропроцесс, сводятся к определению вероятностей гипотез о принадлежности текущего макропроцесса к каждому из всех заданных (для данного прогностического месяца) типовых макропроцессов. Поскольку априорно известно, что текущий макропроцесс не может быть отнесен более чем к одному типовому макропроцессу, распределение вероятностей гипотез, отличное от $1, 0, 0, \dots, 0$, обуславливает некоторую неопределенность решения. Чем больше неопределенность решения, тем меньше информации получено при распознавании текущего макропроцесса. В связи с этим выделим некоторые рабочие приемы выбора «действующего» макропроцесса (пункт 3).

Однозначный выбор «действующего» типового макропроцесса при составлении опытных прогнозов нами осуществлялся вычислением индекса аналогичности (J) между характеристиками текущего макропроцесса в исходном периоде и соответствующими характеристиками типовых макропроцессов для данного прогностического месяца. Для этого вначале определялась мера сходства текущего макропроцесса с типовым по циркуляционному фону

на полушарии. Мера сходства выражалась в значениях ρ , которые определялись по формуле

$$\rho(\operatorname{sgn} \Delta L) = \frac{n_{\text{совп}} - n_{\text{несовп}}}{n_{\text{совп}} + n_{\text{несовп}}}, \quad (1)$$

где $\rho(\operatorname{sgn} \Delta L)$ — оценка меры сходства циркуляционного фона по знаку аномалий повторяемости форм (W, C, E) и типов ($3, M_1, M_2$) циркуляции, меняющаяся от $+1$, когда совпали все знаки аномалий повторяемости форм и типов циркуляции в каждом месяце исходного периода текущего и типового макропроцессов, до -1 , когда аномалии циркуляционного фона текущего и типового макропроцессов противоположны по знаку ($\rho=0$, если совпало по знаку 50% аномалий); $n_{\text{совп}}$ — число случаев, когда знаки аномалий циркуляционного фона текущего и типового макропроцессов совпали; $n_{\text{несовп}}$ — число случаев, когда знаки аномалий не совпали.

В результате такой оценки выявляются типовые макропроцессы, аналогичные текущему по циркуляционному фону на северном полушарии (положительные значения $\rho(\operatorname{sgn} \Delta L)$). Опыт составления прогнозов показал, что для каждого прогностического месяца по данному признаку выявляется от двух до пяти типовых макропроцессов, т. е. уже на данном этапе заметно снижается уровень неопределенности о характере развития макропроцессов в прогностическом месяце (вместо 8—10 вариантов развития остается 2—5).

Далее типовые макропроцессы, отобранные на первом этапе, сопоставляются с текущим по особенностям распределения аномалий давления и температуры на северном полушарии в исходном периоде. На данном этапе развития метода представляется возможным количественно оценить меру сходства макропроцессов по особенностям погодных условий лишь по знаку аномалий давления $\rho(\operatorname{sgn} \Delta P)$ и температуры $\rho(\operatorname{sgn} \Delta T)$. Такая оценка проводилась по ряду пунктов и узлов сетки пересечений меридианов и параллелей, равномерно расположенных в северном полушарии.

На третьем этапе для объективизации выбора «действующего» типового макропроцесса комплексы полученных величин меры сходства текущего и соответствующих типовых макропроцессов по характеру преобразования форм и типов циркуляции и связанными с ними особенностями распределения аномалий давления и температуры по северному полушарию сводились в численные индексы аналогичности:

$$J = \rho(\operatorname{sgn} \Delta L) + \rho(\operatorname{sgn} \Delta P) + \rho(\operatorname{sgn} \Delta T), \quad (2)$$

где $\rho(\operatorname{sgn} \Delta L)$, $\rho(\operatorname{sgn} \Delta P)$, $\rho(\operatorname{sgn} \Delta T)$ — меры сходства текущего макропроцесса с типовыми соответственно по циркуляционному фону, особенностям распределения знаков аномалий давления и температуры в исходном периоде.

Текущий макропроцесс S_i относится к тому типовому V_j , с которым индекс аналогичности J максимален, т. е.

$$S_i \in V_j, \text{ если } J(S_i, V_j) = \max(S_i, V_j). \quad (3)$$

Условие (3) представляет собой решающее правило, в соответствии с которым характеристики текущего макропроцесса на северном полушарии в исходном периоде отождествляются с соответствующими характеристиками «действующего» типового макропроцесса.

Можно предположить, что различные характеристики макропроцессов в исходном периоде не одинаково важны при определении типового макропроцесса, к которому относится данный макропроцесс. Поэтому желательно поставить такое описание характеристик типовых макропроцессов, которые использовали бы только полезную информацию с точки зрения надежности выбора «действующего» типового макропроцесса. Начатое испытание прогностических связей поможет выявить характеристики типовых процессов повышенной значимости и решить вопрос о целесообразности их учета с большими весами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 488 с.
2. Кондратович К. В. Долгосрочные метеорологические прогнозы в Северной Атлантике. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 183 с.
3. Покровская Т. В. Долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1969, с. 254.
4. Савичев А. И. Некоторые особенности атмосферных процессов в марте — мае и прогноз барического поля на июнь для Северной Атлантики. — Тр. ЛГМИ, 1968, вып. 30, с. 143—156.
5. Савичев А. И. Долгосрочный прогноз барического поля для Северной Атлантики на месяцы теплого времени года. — Материалы рыбхоз. исслед. Северного бассейна, 1969, вып. 14, с. 160—170.
6. Савичев А. И. К прогнозу аномалий давления и температуры для Северной Атлантики в месяцы переходных сезонов на основе учета характеристик типовых процессов. — Тр. ЛГМИ, 1976, вып. 38, с. 124—129.
7. Савичев А. И. К вопросу о прогнозе барического поля над Северной Атлантикой в феврале и марте на основе учета характеристик типовых процессов. — Тр. ЛГМИ, 1976, вып. 60, с. 13—19.

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ: МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И МЕТОДЫ ЕЕ РЕАЛИЗАЦИИ

Прогнозирование термобарического поля в средней атмосфере является актуальной задачей в связи с совершенствованием метеобеспечения современной авиационной техники, необходимостью решения проблем прогнозирования изменений климата, а также повышением требований к качеству средне- и долгосрочных прогнозов для тропосферы.

В настоящее время в качестве гидродинамических моделей средней атмосферы используют либо квазигеострофические схемы [1], либо глобальные модели общей циркуляции атмосферы высокой степени сложности [4], включающие тропосферные уровни и ориентированные, прежде всего, на прогноз термодинамического состояния тропосферы. В работе предлагается гидродинамическая модель средней атмосферы на основе полных уравнений гидротермодинамики. Описываются основные уравнения модели, рассматривается численный метод их решения и приводятся некоторые предварительные результаты численных экспериментов.

Основные уравнения модели. В модели использованы полные уравнения гидротермодинамики, которые записываются в сферической логарифмически-изобарической системе координат в следующем виде [5]:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial u}{\partial \varphi} + w \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{uv \operatorname{tg} \varphi}{a} - 2\Omega \sin \varphi v + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} = F_{\lambda}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial v}{\partial \varphi} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{u^2 \operatorname{tg} \varphi}{a} + 2\Omega \sin \varphi u + \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} = F_{\varphi}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial T}{\partial \varphi} + w \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\lambda T}{H} \right) + w \left(\frac{dT_0}{dz} + \frac{\lambda T_0}{H} \right) = \frac{J}{c_p}, \quad (3)$$

$$\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial (v \cos \varphi)}{\partial \varphi} + \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{w}{H} = 0, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial z} = \frac{RT}{H}, \quad (5)$$

где λ — долгота; φ — широта; $z = -H \ln(p/p_T)$ — вертикальная координата; $H = RT_s/g$ — масштаб высоты, T_s — постоянная средняя температура средней атмосферы, g — ускорение свободного падения; R — газовая постоянная сухого воздуха; p — давление; p_T — давление на уровне тропопаузы; u, v — составляющие скорости ветра по осям λ и φ ; w — аналог вертикальной скорости; $T_0 = T_0(z)$ — температура основного состояния; T — отклонение температуры от $T_0(z)$; Φ — отклонение локального геопотенциала от геопотенциала основного состояния; Ω — угловая скорость вращения Земли; a — радиус Земли; J — неадиабатический приток тепла к единице массы (скорость нагрева или охлаждения); c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении; $\chi = R/c_p$.

К системе уравнений (1)–(5) присоединяются следующие краевые и начальные условия:

$$w = 0 \quad \text{при} \quad p \rightarrow 0, \quad (6)$$

$$w = \frac{dz_T}{dt} \quad \text{при} \quad p = p_T, \quad (7)$$

$$\Phi(\varphi, \lambda, z) |_{t=0} = \Phi_0(\varphi, \lambda, z). \quad (8)$$

Здесь z_T — значение переменной z на уровне тропопаузы. В качестве нижней границы в модели используется уровень тропопаузы как свободной поверхности.

Поле температуры восстанавливается по уравнению статики с использованием (8). Скорость ветра раскладывается на безвихревую и бездивергентную составляющие. Бездивергентная компонента находится из известного уравнения баланса, а безвихревая — из уравнения неразрывности (4). Вертикальная скорость восстанавливается с помощью уравнения, имеющего смысл ω -уравнения в p -системе координат.

Метод решения. Решение системы уравнений (1)–(5) с краевыми и начальными условиями (6)–(8) основывается на методе расщепления [2]. Задача расщепляется на две:

а) задача адвекции

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial u}{\partial \varphi} - \frac{uv \operatorname{tg} \varphi}{a} = F_{\lambda}, \quad (9)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial v}{\partial \varphi} + \frac{u^2 \operatorname{tg} \varphi}{a} = F_{\varphi}, \quad (10)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial T}{\partial \varphi} = F_T. \quad (11)$$

б) задача адаптации

$$\frac{\partial u}{\partial t} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} - 2\Omega \sin \varphi v = 0, \quad (12)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} + 2\Omega \sin \varphi u = 0, \quad (13)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + w \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\chi T}{H} \right) + w \left(\frac{dT_0}{dz} + \frac{\chi T_0}{H} \right) = 0, \quad (14)$$

$$\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial (v \cos \varphi)}{\partial \varphi} + \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{w}{H} = 0, \quad (15)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial z} = \frac{RT}{H}. \quad (16)$$

На этапе адаптации применяется экономичная явная численная схема «вперед-назад» [3], а на этапе адвекции — двухшаговая схема типа Лакса — Вендроффа.

В качестве примера приведем конечно-разностный вид уравнений движения на этапе адаптации:

$$u(t+\Delta t) = \frac{1}{1+\alpha^2/2} \left\{ u(t) - \Delta t \overline{w(t)^{\lambda\varphi}} \overline{\delta_z u(t)^z} - \frac{\Delta t}{a \cos \varphi} \overline{\delta_{\lambda} \Phi(t+\Delta t)^{\varphi}} + \right. \\ \left. + \alpha v(t) - \frac{\Delta t}{2} \alpha \overline{w(t)^{\lambda\varphi}} \overline{\delta_z v(t)^z} - \frac{\Delta t \alpha}{2a} \overline{\delta_{\varphi} \Phi(t+\Delta t)^{\varphi}} \right\}, \quad (17)$$

$$v(t+\Delta t) = \frac{1}{1+\alpha^2/2} \left\{ v(t) - \Delta t \overline{w(t)^{\lambda\varphi}} \overline{\delta_z v(t)^z} - \frac{\Delta t}{a} \overline{\delta_{\varphi} \Phi(t+\Delta t)^{\varphi}} - \right. \\ \left. - \alpha u(t) + \frac{\Delta t}{2} \alpha \overline{w(t)^{\lambda\varphi}} \overline{\delta_z u(t)^z} + \frac{\Delta t \alpha}{2a \cos \varphi} \overline{\delta_{\lambda} \Phi(t+\Delta t)^{\varphi}} \right\}. \quad (18)$$

Здесь $\alpha = 2\Omega \sin \varphi \Delta t$; $\delta_x A = (A_{i+1/2} - A_{i-1/2})/\Delta x$ (где $x = \varphi, \lambda, z$);

$$\overline{A^x} = \frac{1}{2} (A_{i+1/2} + A_{i-1/2}).$$

Модель реализована численно на ЭВМ ЕС-1045. В настоящее время с помощью сформулированной модели осуществляются тестовые численные эксперименты, заключающиеся в исследовании эволюции волны различной длины (от планетарного масштаба до синоптического). Предварительные численные эксперименты показали, что схема работает устойчиво и в адиабатическом приближении сохраняет энергетические инварианты в течение 25 суток.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бугаева И. В., Захаров Г. Р., Пурганский В. С., Рязанова Л. А. Численный прогноз барического поля в стратосфере. — *Метеорология и гидрология*, 1973, № 2, с. 27—35.
2. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 303 с.
3. Мезингер Ф., Аракава А. Численные методы, используемые в атмосферных моделях. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 136 с.
4. Модели общей циркуляции атмосферы / Под ред. Ю. Чанга. Л., Гидрометеиздат, 1981. — 351 с.
5. Холтон Дж. Р. Динамическая метеорология стратосферы и мезосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 224 с.

ВЛИЯНИЕ ТИПА ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ И СХЕМЫ ИНИЦИАЛИЗАЦИИ НА ПРИСПОСОБЛЕНИЕ РЕАЛЬНЫХ ДАННЫХ К МОДЕЛИ ЧИСЛЕННОГО ПРОГНОЗА

Время приспособления реальных данных к степеням свободы модели численного прогноза зависит от типа подстилающей поверхности. Наиболее чувствительна эта величина к точности описания сложного рельефа и процессов обмена между атмосферой и океаном [9]. Знание особенностей приспособления дает возможность оценить качество представления в модели свойств подстилающей поверхности и повлиять на выбор схемы инициализации, то есть малого изменения исходных данных, позволяющего осуществить интегрирование с минимумом шумов и максимальной точностью [9, 12]. Исследуем характер приспособления данных к двухуровневой модели общей циркуляции атмосферы [1] над океаном и горами. Приведем сведения о том, что более медленное приспособление над поверхностью океана не является свойством только этой модели. Покажем, что упрощенная инициализация, основанная на вариационном согласовании метеорологических полей с ограничениями, полученными из уравнения неразрывности, позволяет сократить время приспособления и тем самым уменьшить рост ошибки численного прогноза. Рассмотрим условия экспериментов.

Превышения суши и температура поверхности океана представляют собой фиксированные значения [1] в узлах сетки $4 \times 5^\circ$. Температура поверхности океана рассчитывается путем интерполяции среднегодовых величин из [8]. Районы экспериментов, в дальнейшем называемые полигон 1 и полигон 2, имеют размер 7×9 узлов сетки. Полигон 1 с координатами $26^\circ \text{N} \leq \varphi \leq 50^\circ \text{N}$, $70^\circ \text{E} \leq \lambda \leq 110^\circ \text{E}$ занимает восточную часть Евразии, включая Тибет, Гималаи и другие горные массивы. Полигон 2 с координатами $26^\circ \text{N} \leq \varphi \leq 50^\circ \text{N}$, $145^\circ \text{E} \leq \lambda \leq 175^\circ \text{W}$ расположен в основном над акваторией Тихого океана. Полигоны находятся в одном широтном поясе и граничат между собой, что облегчает анализ и сравнение результатов. В качестве исходных используются данные ПГЭП уровня IIIa за 00 ч 4 февраля (зимние) и 5 августа (летние) 1979 г.

Для контроля процесса приспособления данных к степеням свободы модели [1] через каждые 6 ч прогноза рассчитывались оценки среднего уровня возмущений на полигоне $\sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ (гПа·с⁻¹) и $1/p_s \sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ (с⁻¹), где $(\omega - \bar{\omega})^2$ — дисперсия сигмовертикальной скорости $\omega = \pi \sigma$; p_s — приземное давление; $\pi = p_s - p_T$; p_T — постоянное давление на уровне тропопавузы; $\sigma = (p - p_T)/(p_s - p_T)$; $\sigma = \frac{d\sigma}{dt}$; p — давление на произвольной изобарической поверхности. Оценки $\sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ и $1/p_s \sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$, по-видимому, являются хорошим индикатором интенсивности гравитационных волн, а также «шокового» эффекта, вызываемого рассогласованием данных с прогностическими по-

лями [10]. Изменение величины $\sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ в ходе численного интегрирования представляет собой затухающие колебания. Поскольку эта оценка вычисляется только 4 раза в сутки, определить период и амплитуду колебаний невозможно. Тем не менее, тенденцию процесса удалось восстановить однозначно. При этом учитывались результаты экспериментов по усвоению из [10, 12]. В частности, для прогностической системы [10] оказалось, что

вблизи гор $\sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ достигает максимального значения через 2 ч прогноза и далее затухает с периодом приблизительно 3 часа.

Схема упрощенной инициализации, использованная в экспериментах, основана на вариационном согласовании поля ветра в сферической системе координат. Не останавливаясь на описании, рассмотрим некоторые особенности схемы. При конструировании вариационного принципа используются ограничения, полученные из уравнения неразрывности в σ -системе координат:

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} + \frac{1^2}{a \cos \varphi} \frac{\partial (\pi u)}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\pi v \cos \varphi) + \frac{\partial (\pi \sigma)}{\partial \sigma} = 0.$$

Здесь a — радиус Земли. Остальные обозначения общепринятые. Такие ограничения дают возможность контролировать выполнение закона сохранения массы. Наряду с другими достоинствами [5], схема согласования начальных данных позволяет осуществить инициализацию в горах и над поверхностью океана, то есть там, где обычные ограничения типа геострофических соотношений, уравнения баланса или статики не всегда выполняются. Согласование в сферических координатах позволяет использовать в качестве бокового граничного условия периодичность по λ и дает лучшие результаты, чем схемы в декартовых координатах. Основные особенности реализации схемы инициализации в декартовой системе координат рассмотрены, например, в [5, 10]. Переход к сферическим существенно усложняет задачу начиная с конструиро-

вания вариационного принципа и кончая методикой решения уравнений. Реализация такого подхода изложена в [6, 7].

В табл. 1 представлены результаты расчета оценки $\sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ в ходе численного прогноза с инициализацией и без инициализации для зимних данных. В процессе приспособления данных к степеням свободы модели [1] величина $\sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ уменьшается, стремясь к некоторому квазистационарному значению. При этом флуктуации $\sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ также затухают. Из табл. 1 следует, что в первые 12 ч приспособления рассогласование данных ПГЭП с прогностическими полями над океаном проявляется сильнее, чем над горами. Этот неожиданный факт, по-видимому, в большей степени связан с несоответствием среднегодовой температуры поверхности океана февральским метеорологическим полям. В зимних условиях такая температура оказывается завышенной.

Таблица 1

Зависимость оценки среднего уровня возмущений на полигоне

$\sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ (гПа·с⁻¹) от времени приспособления t (ч) без инициализации (1) и с инициализацией (2) для зимних данных

t	Полигон 1		Полигон 2	
	1	2	1	2
6	11,5	9,68	16,5	14,5
12	7,88	7,55	11,5	10,2
18	8,14	8,00	9,74	9,51
24	6,46	6,14	8,50	8,69
30	6,47	6,20	7,89	8,12
36	6,32	5,62	8,09	7,95

Более низкие значения $\sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ над горами могут быть также связаны с тем, что $\sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ зависит от характерной величины приземного давления на полигоне. Для полигона 1 характерное значение p_0 составляет 900 гПа, а для полигона 2 — 1000 гПа. Поэтому в табл. 2 показано изменение величины $1/p_0 \sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$, не зависящей от давления. Данные, приведенные в табл. 2, подтверждают тот факт, что уровень гравитационных возмущений над океаном в первые сутки численного интегрирования оказывается выше, чем над горами.

Таблица 2

Зависимость оценки среднего уровня возмущений на полигоне $1/p_s \sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ ($\times 10^3 \text{ c}^{-1}$) от времени приспособления t (ч) без инициализации (1) и с инициализацией (2) для зимних данных

t	Полигон 1		Полигон 2	
	1	2	1	2
6	12,3	10,3	16,4	14,4
12	8,46	8,10	11,5	10,2
18	8,74	8,58	9,73	9,49
24	6,95	6,59	8,45	8,67
30	6,88	6,66	7,90	8,12
36	6,81	6,05	8,08	7,94

В табл. 3 приводятся результаты расчета оценки $1/p_s \sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ при интегрировании модели [1] с использованием летних данных. Температура поверхности океана в этом случае оказывается заниженной, и средний уровень возмущений для полигона 2 становится меньшим, чем для полигона 1. В ходе численного интегрирования оценка $1/p_s \sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ уменьшается, причем максимальная скорость изменения по-прежнему приходится на первые 12 ч прогноза.

Таблица 3

Зависимость оценки среднего уровня возмущений на полигоне $1/p_s \sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ ($\times 10^3 \text{ c}^{-1}$) от времени приспособления t (ч) без инициализации (1) и с инициализацией (2) для летних данных

t	Полигон 1		Полигон 2	
	1	2	1	2
6	12,2	9,12	9,66	7,75
12	9,68	9,00	8,21	7,70
18	6,65	6,79	6,17	5,91
24	6,00	5,86	5,78	5,68
30	6,52	6,13	5,22	4,94
36	5,55	5,95	4,48	4,58

Оценки, представленные в табл. 1—3, свидетельствуют о следующем. Если температура водной поверхности оказывается завышенной по сравнению с реально наблюдаемыми значениями, то рассогласование метеорологических полей с полем такой температуры существенно и связано с высоким средним уровнем гравитационных возмущений в первые сутки численного интегрирования. Если температура водной поверхности оказывается заниженной, что соответствует летним условиям, то рассогласование метеорологических полей с полем такой температуры проявляется в меньшей степени и связано с более низким средним уровнем возмущений.

Расчет оценок $\sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ и $1/p_s \sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ на срок более 1—2 суток, по-видимому, нецелесообразен. В этом случае на эволюцию возмущений начинают оказывать влияние, в частности, генерация гравитационных волн за счет обтекания гор воздушным потоком и изменение синоптической ситуации.

Эффект более медленного приспособления данных над океаном присущ не только модели [1]. Для экспериментов привлекалась четырехуровневая модель климата ЛО ИОАН, в основном соответствующая [4]. Модель [4] использует климатические начальные данные о температуре атмосферы [11] и поверхности океана [3]. Шаг по времени составляет 6 часов. Высокочастотные гравитационные моды при этом отфильтровываются и остаются только инерционно-гравитационные волны и волны Россби. Поскольку начальное поле ветра здесь нулевое, в первые 36 ч интегрирования происходит энергичный «разгон» модели. Поэтому

величина $\sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ над горами оказывается большей. Затем, с постепенным выходом модели на стационарный режим, $\sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ над океаном начинает превосходить соответствующее значение над горами. К концу первого месяца интегрирования

оценки $\sqrt{(\omega - \bar{\omega})^2}$ над обоими полигонами выравниваются, и «приспособление» заканчивается. Таким образом, и в этом случае приспособление данных над океаном происходит медленнее. Обсуждение физики этого явления выходит за рамки статьи. Однако представляется, что немаловажную роль здесь играет большая теплоемкость океана. В связи с этим температура поверхности океана существенно влияет на динамику атмосферы.

Как видно из табл. 1—3, упрощенная инициализация модели [1] сокращает время приспособления над полигонами. Особенно заметно это уменьшение проявляется в первые сутки, что способствует улучшению качества краткосрочных прогнозов. Быстрое затухание ложных возмущений облегчает реализацию схем четырехмерного анализа и замедляет скорость роста начальной ошибки среднесрочных и долгосрочных прогнозов [2]. Поэтому представляется, что применение схемы инициализации, основанной на ва-

риационном согласовании метеорологических полей с ограничениями на базе уравнения неразрывности, имеет большие перспективы в области моделирования атмосферных процессов над сложным рельефом и поверхностью моря.

Выводы

1. Рассмотрены результаты экспериментов по приспособлению данных ПГЭП к степеням свободы модели общей циркуляции атмосферы [1] и климатической модели ЛО ИОАН [4] над горами и поверхностью океана. В случае, когда температура водной поверхности оказывается «завышенной», по сравнению с реально наблюдаемыми значениями, процесс приспособления данных над океаном может идти медленнее, чем над горами.

2. Описаны особенности упрощенной инициализации прогностических моделей на базе вариационного согласования поля ветра в сферической системе координат.

3. Показано, что применение такой инициализации к модели [1] существенно сокращает время приспособления и тем самым способствует улучшению качества прогнозов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гейтс В. Л. и др. Двухуровневая модель общей циркуляции атмосферы Минца — Аракавы. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 240 с.

2. Лейс С. Статистические методы оценок долгосрочных и среднесрочных прогнозов. — В кн.: Долгосрочное и среднесрочное прогнозирование. Проблемы и перспективы. — М.: Мир, 1987. — с. 216—289.

3. Либерман Ю. М., Чаликов Д. В. Глобальная изменчивость деятельного слоя океана. — Метеорология и гидрология, 1986, № 3, с. 65—82.

4. Монин А. С. Введение в теорию климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1982. — 246 с.

5. Царицын И. В. Вопросы использования вариационных методов в задачах усвоения метеорологической информации. — Тр. ЛГМИ. 1987, вып. 97, с. 66—73.

6. Царицын И. В. О замене переменных при вычислении множителей Лагранжа на сфере. Л., 1987. Деп. в ВНИИГМИ-МЦД 24.07.1987, № 670-гм.

7. Царицын И. В. Об ускорении сходимости итерационного процесса при решении уравнения Гельмгольца на сфере. Л., 1987. Деп. в ВНИИГМИ-МЦД 12.06.87, № 660-гм.

8. Dietrich G. General oceanography, Interscience, New York, 1963.

9. Le Dimet F. X., Talagrand O. Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations. Theoretical aspects. — Tellus, 1986, V. A38, N 2, p. 97—110.

10. Masuda Y. On the use of surface pressure changes in variational optimization analysis for horizontal wind and vertical velocity fields on «sigma» surface. — J. Meteorol. Soc. Japan, 1984, Vol. 62, N 4, p. 597—612.

11. Oort A. H., Rasmusson E. M. Atmospheric circulation statistics. — NOAA Prof. Pap., N 5, 1971. — 323 p.

12. Sasaki Y., Goegss J. — Satellite data assimilation using NASA data systems. — Mon. Wea. Rev., 1982, Vol. 110, N 11, p. 1635—1644.

О ЧИСЛЕННОЙ СХЕМЕ ИНТЕГРИРОВАНИЯ УРАВНЕНИЙ БАРОТРОПНОЙ МОДЕЛИ

Для правильного описания развития атмосферных процессов необходимо иметь математические модели, реализуемые с помощью сравнительно простых алгоритмов, и возможность усложнения их без существенных изменений структуры программы. Такие модели могут служить для описания характерных особенностей циркуляции и использоваться как основа для дальнейшего совершенствования теорий. В данной работе рассматривается численная схема интегрирования системы уравнений мелкой воды. Модель, основанная на этих уравнениях, является хорошим приближением реальной атмосферы. Несмотря на простоту, с помощью этой модели удобно исследовать основные вычислительные аспекты, которые в дальнейшем реализуются при построении более сложных трехмерных численных схем моделирования атмосферной динамики. Основными критериями, которым должны удовлетворять численные схемы, являются: сходимость и устойчивость решений, а также отсутствие паразитарных мод.

Система уравнений модели мелкой воды описывает динамику сжимаемой двумерной пленки в поле силы Кориолиса [1]:

$$\begin{aligned} du/dt &= -\partial\Phi/\partial x + lv; & dv/dt &= -\partial\Phi/\partial y - lu; \\ d\Phi/dt + \Phi(\partial u/\partial x + \partial v/\partial y) &= 0. \end{aligned}$$

Здесь $d/dt = \partial/\partial t + u\partial/\partial x + v\partial/\partial y$; u, v — составляющие скорости ветра; Φ — геопотенциал поверхности; l — параметр Кориолиса. Граничные условия: $|\partial\Phi/\partial t|_r = 0$, $\Phi = (u, v, \Phi)$.

Система уравнений (1) описывает атмосферные движения, которые обладают одновременно свойствами медленных адвективных движений и быстрых волновых. Поэтому алгоритм численного моделирования должен правильно описывать оба типа движений. При этом требования к алгоритму, связанные с описанием обоих типов движений, являются довольно противоречивыми [5]. В конструктивном плане устранить эти противоречия удобно в рамках метода дробных временных шагов (метода расщепления).

Адвективные процессы на основе нелинейных уравнений могут быть рассчитаны по одной из явных схем, так как для этих процессов характерны малые фазовые скорости, и их разностная аппроксимация не должна приводить к требованию использования очень малых шагов по времени для обеспечения линейной устойчивости [5]. С точки зрения обеспечения вычислительной устойчивости при описании инерционно-гравитационных волн целесообразно использовать неявную схему.

Нами разработана численная схема интегрирования системы уравнений (1) на основе метода расщепления [2]. Решение на каждом шаге по времени осуществляется в два этапа. Сначала решается система, описывающая адвекцию метеорологических переменных вдоль траекторий частиц:

$$du/dt=0; \quad dv/dt=0; \quad d\Phi/dt=0. \quad (2)$$

Затем — система, описывающая адаптацию метеорологических полей:

$$u_i = -\Phi_x + lv; \quad v_i = -\Phi_y - lu, \quad \Phi_i + \Phi(u_x + v_y), \quad (3)$$

где нижние индексы обозначают дифференцирование по соответствующим переменным.

Для вычисления на первом этапе применена схема предиктор-корректор [3]. Для нахождения решения при $t=t_j + \Delta t/2$ используется схема первого порядка точности. Решение для $t=t_j + \Delta t$ находится с помощью дивергентной схемы с центральными разностями, имеющей второй порядок точности по всем независимым переменным. Схемы предиктора имеют вид

$$\frac{\varphi_{km}^{j+1/8} - \varphi_{km}^j}{\Delta t/2} + u_{km}^j \frac{\tilde{\Delta}_k \varphi_{km}^{j+1/8}}{h} = 0; \\ \frac{\varphi_{km}^{j+1/4} - \varphi_{km}^{j+1/8}}{\Delta t/2} + v_{km}^j \frac{\tilde{\Delta}_m \varphi_{km}^{j+1/4}}{h} = 0, \quad (4)$$

где под φ понимаются u, v, Φ ; $j=t/\Delta t$ — номер шага по времени; $k=x/\Delta x, m=y/\Delta y$ — номера узлов сетки по координатам x, y соответственно; h — шаг сетки; $\Delta x = \Delta y = h$;

$$\tilde{\Delta}_k = \begin{cases} \varphi_{km}^j - \varphi_{k-1, m}^j & \text{при } u^j \geq 0, \\ \varphi_{k+1, m}^j - \varphi_{k, m}^j & \text{при } u^j < 0. \end{cases} \quad (5)$$

Оператор $\tilde{\Delta}_m$ имеет аналогичный смысл. Для решения (4) используется метод разностной факторизации [2—4]. Решение, получаемое с помощью схем предиктора, обладает эффектом счетной вязкости.

После реализации схем предиктора на интервале времени $j - j + \frac{1}{2}$ решается уравнение корректора вида

$$\frac{\varphi_{km}^{j+1/2} - \varphi_{km}^j}{\Delta t} + \frac{u_{km}^{j+1/4} \Delta_k \varphi_{km}^{j+1/4}}{2h} + \frac{v_{km}^{j+1/4} \Delta_m \varphi_{km}^{j+1/4}}{2h} = 0, \quad (6)$$

где Δ_k и Δ_m — центральные разности по осям x и y соответственно. Комбинация схем предиктора и корректора дает решение $\varphi^{j+1/2}$, имеющее второй порядок точности по всем независимым переменным и свободное от счетной вязкости.

Для решения уравнений адаптации (3) использовалась неявная схема, которая является абсолютно устойчивой:

$$\begin{aligned} \frac{u_{km}^{j+1} - u_{km}^{j+1/2}}{\Delta t} - lv_{km}^{j+1} &= - \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} \right)_{km}^{j+1}; \\ \frac{v_{km}^{j+1} - v_{km}^{j+1/2}}{\Delta t} + lu_{km}^{j+1} &= - \left(\frac{\partial \Phi}{\partial y} \right)_{km}^{j+1}; \\ \frac{\Phi_{km}^{j+1} - \Phi_{km}^{j+1/2}}{\Delta t} + \Phi \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_{km}^{j+1} + \Phi \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)_{km}^{j+1} &= 0. \end{aligned} \quad (7)$$

Исключая в (7) переменные u , v , получим уравнение для Φ^{j+1} :

$$\frac{\Phi_{km}^{j+1} - \Phi_{km}^{j+1/2}}{\Delta t} = D \left(\left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} \right)_{km}^{j+1} + \left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2} \right)_{km}^{j+1} \right) + F + G_{km}, \quad (8)$$

$$\text{где } D = \frac{\Phi \Delta t}{1 + (l\Delta t)^2},$$

$$F_{km} = - \frac{1}{1 + (l\Delta t)^2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_{km}^{j+1/2} - \frac{\Phi l \Delta t}{1 + (l\Delta t)^2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} \right)_{km}^{j+1/2},$$

$$G_{km} = \frac{\Phi l \Delta t}{1 + (l\Delta t)^2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)_{km}^{j+1/2} - \frac{\Phi}{1 + (l\Delta t)^2} \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)_{km}^{j+1/2}.$$

Уравнение (8) методом расщепления приводится к системе двух уравнений. Решение каждого из них осуществляется методом прогонки.

Для анализа устойчивости приведенного алгоритма используется метод Неймана [5]. Решение конечно-разностного уравнения ищем в виде

$$\varphi_{km}^j = \text{Re} [\hat{\varphi}^j e^{l(kl + ms^*)j} h], \quad (9)$$

где $\hat{\varphi}^j$ — амплитуда на j -м шаге по времени; l^* и s^* — волновые числа по x и y соответственно. Путем подстановки их в уравнение можно прийти к выражению $\varphi^{j+1} = \lambda \varphi^j$, где λ — множитель пере-

хода, зависящий от l^* и s^* , а также от разностной схемы. Общий множитель перехода для последовательности уравнений (4—6) имеет вид $|\lambda| = \prod_{l=1}^N |\lambda_l|$, где λ_l — множитель перехода для отдельных разностных операторов. С точностью до членов порядка h выше μ^2 , где $\mu = u \Delta t / h$ для уравнений (4—6) имеем

$$|\lambda| \approx 1 + 2 \mu^2 \sin l^* h \cdot \sin s^* h. \quad (10)$$

Для системы уравнений (7) множители перехода имеют следующий вид:

$$|\lambda_1| = 1, \quad |\lambda_{2,3}| = \frac{\sqrt{1 + (A + B)}}{1 + A + B},$$

где $A = (\Phi \Delta t^2 / h^2) (\sin^2 l^* h + \sin^2 s^* h)$, $B = (l \Delta t)^2$.

Как видно из последнего выражения, схема устойчива при любых Δt .

Конечно-разностная аппроксимация должна предотвращать не только неограниченное возрастание амплитуд, но также не искажать фазовую и групповую скорости волн. Ошибки описания фазовых скоростей, возникающие за счет разностной аппроксимации уравнений (7), оценим на основе соотношения для фазовых скоростей:

$$c_\phi = \frac{1}{\Delta t m} \operatorname{arctg} \sqrt{A + B},$$

где $A = (\Phi \Delta t^2 / h^2) (\sin^2 l^* h + \sin^2 s^* h)$; $B = (l \Delta t)^2$; $m = \sqrt{l^{*2} + s^{*2}}$. При $\Delta t \rightarrow 0$, $h \rightarrow 0$ последнее выражение совпадает с точным решением для фазовых скоростей: $c_\phi = \pm \sqrt{\Phi + l^2 / m^2}$ [5]. Выражения для групповых скоростей для данной конечно-разностной аппроксимации уравнений (7) имеют следующий вид:

$$c_{rx} = \frac{(\Phi \Delta t / h) \sin l^* h \cos l^* h}{(1 + A + B) \sqrt{A + B}};$$

$$c_{ry} = \frac{(\Phi \Delta t / h) \sin s^* h \cos s^* h}{(1 + A + B) \sqrt{A + B}}.$$

В пределе при $\Delta t \rightarrow 0$, $h \rightarrow 0$ эти выражения тоже стремятся к точным решениям [5].

Численное интегрирование системы уравнений (1) проводилось для области 6000×6000 км. В качестве начальных данных использовалось реальное поле АТ-500 и модельные распределения геопотенциала в уединенном циклоне [6]. Шаги по пространству брались $h = 300$ км, шаги по времени $\Delta t = 12$ минут. Эксперименты с модельными данными показали хорошее согласие с результатами других авторов, полученными с использованием других схем [6].

Расщепление системы полных уравнений на отдельные физические процессы позволило произвести отладку каждого блока программы отдельно. Для проверки работы схемы адаптации в начальный момент задавались геострофически согласованные поля ветра и геопотенциала. В ходе исследования анализировался процесс адаптации значений метеорологических величин. Процесс адаптации для геопотенциала в одной точке представлен на рис. 1. Видно, что небольшие флуктуации u в первые 3 ч, обусловленные

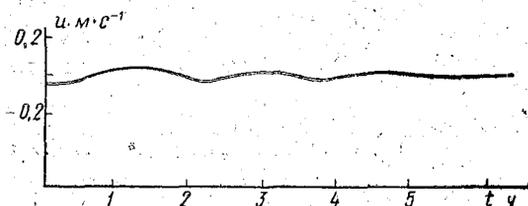


Рис. 1. Скорость u в точке, отстоящей от центра циклона на расстоянии 1200 км.

ошибками конечно-разностного представления и рассогласованностью полей геопотенциала и ветра исчезают вследствие геострофической адаптации. Установившиеся значения метеорологических величин практически совпадают с исходными, что свидетельствует о хорошем качестве вычислительной схемы.

В процессе отладки алгоритма обнаружилось накопление с течением времени двухшаговых пространственных волн. Для борьбы с этими паразитарными модами использовались различные способы фильтрации. Первый способ представляет собой осреднение по пространству с помощью следующей схемы:

$$\Phi_{km} = (1 - \alpha) \Phi_{km} + \alpha/4 (\Phi_{k+1, m} + \Phi_{k-1, m} + \Phi_{k, m+1} + \Phi_{k, m-1}), \quad (11)$$

где α — коэффициент, характеризующий вес осредненного значения Φ в данной точке в сглаженное значение. Коэффициент α и интервалы времени, через которые производилось осреднение, подбирались в ходе численных экспериментов путем оптимизации по результату.

Другой способ осреднения по пространству, основанный на фильтрации наиболее коротких волн, имеет следующий вид:

$$\Phi_{km} = 1/16 [\Phi_{k-1, m-1} + \Phi_{k+1, m+1} + 2(\Phi_{k-1, m} + \Phi_{k+1, m} + \Phi_{k, m-1} + \Phi_{k, m+1}) + \Phi_{k-1, m+1} + \Phi_{k+1, m-1} + 4\Phi_{km}]. \quad (12)$$

Промежутки времени, через которые осуществлялась фильтрация с помощью формулы (12), также подбирались в ходе экспериментов, во время которых выполнялся анализ сохранения инте-

гральных свойств модели. На основе поведения инвариантов схемы (полной и кинетической энергии) на протяжении процесса интегрирования по времени бала выбрана лучшая схема фильтрации. Численные эксперименты показали сохранение полной энергии для всех схем.

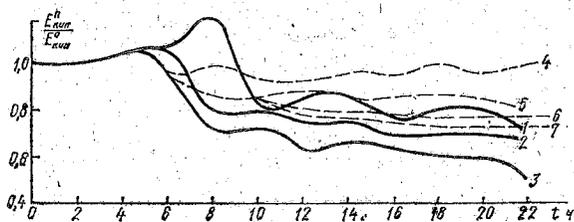


Рис. 2. Зависимость кинетической энергии от времени для разных схем фильтрации. 1, 2, 3 — включение схемы 11 каждые 8, 6, 4 часа соответственно; 4, 5 — включение схемы 12 с $\alpha=0,3$ каждые 4, 3 часа соответственно; 6, 7 — включение, схемы 12 с $\alpha=0,5$ каждые 4, 3 часа соответственно.

Зависимости интегральной кинетической энергии от времени при различных способах сглаживания представлены на рис. 2. Лучшие результаты получаются при использовании схемы (11) с $\alpha=0,3$, применяемой каждые 3 ч, и схемы (12), включаемой через 6 часов. Схема фильтрации (12) меньше искажает основное решение и обеспечивает подавление паразитарной двухшаговой волны. При этом достаточно ее включения не более 6 раз в течение интегрирования на сутки.

Проведены эксперименты с реальными исходными данными. На рис. 3, а представлено фактическое поле геопотенциала, на рис. 3, б — прогностическое поле на срок прогноза 24 часа. Видно качественное совпадение фактического и прогностического полей геопотенциала, что свидетельствует о правильном выборе численных схем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Панин Б. Д. Негеострофические прогностические модели. — Конспект лекций Л., изд. ЛПИ, 1978. (ЛГМИ).
2. Марчук Г. И. Численные методы в прогнозе погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1967. — 356 с.
3. Марчук Г. И. Численные методы решения задач прогноза погоды и теории климата. — Новосибирск, 1965. — 101 с.
4. Марчук Г. И., Конгарев Г. Р., Ривин Г. С. Краткосрочный прогноз погоды по полным уравнениям на ограниченной территории. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1967, т. 3, № 11, с. 1166—1178.
5. Мезингер Ф., Аракава А. Численные методы, используемые в атмосферных моделях. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 136 с.
6. Медведев А. С., Хитрова С. А. Исследование процессов спектрального переноса энергии в баротропной модели атмосферы. — См. настоящий сборник.

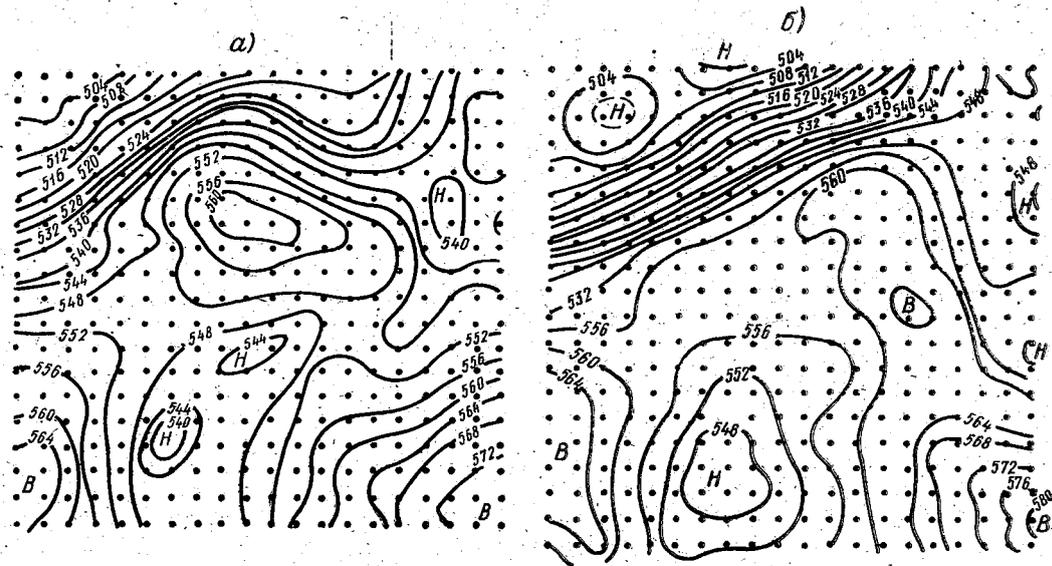


Рис. 3. Фактическое (а) и прогностическое (б) поле геопотенциала на срок прогноза 24 ч.

ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО ПРОГНОЗУ ПОЛЯ ОБЛАЧНОСТИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТЕЛЕСКОПИЗИРОВАННОЙ МОДЕЛИ

Численный прогноз облачности является сложной задачей, требующей для получения надежных результатов учета динамики процессов различного масштаба. Для ее решения в последние годы широко используется метод телескопизации, или вложенных сеток. Метод телескопизации, впервые предложенный в [1], состоит в предвычислении метеорологических элементов с помощью вложенных друг в друга сеток с уменьшающимися шагами, причем в качестве граничных условий для более мелкой сетки используются уже рассчитанные значения на более грубой сетке. Это позволяет более полно учесть мезомасштабные процессы, которые являются подсеточными для крупномасштабных моделей. А корректно поставленные граничные условия для внутренней сетки позволяют учесть взаимодействие крупномасштабных и мезомасштабных процессов. Цель настоящей работы заключается в использовании идеи телескопизации для мезомасштабного прогноза облачности в взаимосвязи с процессами крупного масштаба.

Основой модели является система уравнений гидротермодинамики, записанная в p -системе координат для стереографической полярной проекции [2, 3]. Прогноз облачности осуществляется на основе метода инвариантов, предложенных Л. Т. Матвеевым [4]. Уравнения модели имеют следующий вид:

уравнения движения

$$\begin{aligned} \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + m(\vec{v} \cdot \nabla \vec{v} + \nabla \Phi) + \omega \frac{\partial \vec{v}}{\partial p} + 2\vec{\Omega} \cdot \vec{v} = \\ = -g \frac{\partial \vec{\tau}}{\partial p} + m^2 \mu \nabla^2 \vec{v}, \end{aligned} \quad (1)$$

уравнение неразрывности

$$m \nabla \cdot \vec{v} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0, \quad (2)$$

уравнение притока тепла

$$\frac{\partial \Pi}{\partial t} + m \vec{v} \cdot \nabla \Pi + \omega \frac{\partial \Pi}{\partial p} = \frac{g}{c_p} \left(\frac{\partial Q}{\partial p} + L \frac{\partial E}{\partial p} \right) + m^2 \mu \nabla^2 \Pi, \quad (3)$$

$$\Pi = \theta + \frac{L}{c_p} q, \quad (4)$$

уравнение переноса влаги

$$\frac{\partial S}{\partial t} + m \vec{v} \cdot \nabla S + \omega \frac{\partial S}{\partial p} = g \frac{\partial E}{\partial p} + m^2 \mu \nabla^2 S, \quad (5)$$

$$S = q + \delta, \quad (6)$$

уравнение статики

$$T = - \frac{g}{R} \frac{\partial \Phi}{\partial p}, \quad (7)$$

где \vec{v} — горизонтальный вектор скорости; ω — аналог вертикальной скорости ($\omega = \frac{dp}{dt}$); $m = \frac{1 + \sin 60^\circ}{1 + \sin \varphi}$ — масштабный множитель; $\vec{\Omega}$ — вектор угловой скорости вращения Земли; g — ускорение свободного падения; Φ — геопотенциал; T — абсолютная температура; θ — потенциальная температура; q — массовая доля водяного пара; L — скрытая теплота конденсации; δ — водность; $\vec{\tau}$ — вектор напряжения трения; μ — коэффициент горизонтального турбулентного обмена; Q — сумма радиационного и турбулентного потоков тепла; E — турбулентный поток влаги; оператор $\nabla = \partial/\partial x + \frac{\partial}{\partial y}$; $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$.

В облаках система (1)–(7) дополняется соотношением

$$q_m = 0,622 \frac{e_m(T)}{p}. \quad (8)$$

Уравнения (3) и (5) инвариантны по отношению к фазовым переходам и используются для прогнозирования облачности. По значениям функций Π и S в точках (x, y, z) в момент времени t из уравнений (4) и (6) находятся прогностические значения T и q . Если $S < q_m$, то $q = S$ и облачность в точке отсутствует ($\delta = 0$). Если $S \geq q_m$, то наблюдается облачность, водность которой определяется выражением $\delta = S - q_m$.

Система (1)–(7) решалась при следующих граничных условиях для фоновой модели:

$$V_n|_{\Gamma} = 0; \quad \frac{\partial V_{\tau}}{\partial n}|_{\Gamma} = 0; \quad \frac{\partial \Phi}{\partial n}|_{\Gamma} = 0; \quad \frac{\partial \Pi}{\partial t}|_{\Gamma} = \frac{\partial S}{\partial t}|_{\Gamma} = 0, \quad (9)$$

где n — нормаль; τ — касательная к боковой границе.

На нижней границе ($p=P$) ставится условие

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right) + \omega \frac{\partial \Phi}{\partial p} = m^2 \mu \nabla^2 \Phi. \quad (10)$$

На верхней границе ($p=0$)

$$\omega = 0. \quad (11)$$

Параметризация пограничного слоя выполнялась на основе интегрального метода определения турбулентных потоков момента импульса (τ_x, τ_y), тепла (H) и влаги (E). Для определения приземных потоков применялись следующие соотношения [2, 3]:

$$\tau_{ox} = \rho \kappa_*^2 \chi |\vec{v}_g| (u_g \cos \alpha - v_g \sin \alpha), \quad (12)$$

$$\tau_{oy} = \rho \kappa_*^2 \chi |\vec{v}_g| (u_g \sin \alpha + v_g \cos \alpha), \quad (13)$$

$$H_0 = - \frac{\rho c_p l}{g |\vec{v}_g|^2 \chi^2 \theta_0 \mu_0}, \quad (14)$$

$$E_0 = \rho c_D |\vec{v}_{1000}| (q_{1000} - q_{850}), \quad (15)$$

где κ_* — постоянная Кармана; χ — геострофический коэффициент трения; \vec{V}_g — геострофический ветер; α — угол между векторами приземного и геострофического ветра; μ_0 — внутренний параметр стратификации; $c_D = 10^{-3}$ — коэффициент сопротивления.

Если предположить, что на верхней границе ПС турбулентные потоки стремятся к нулю, то

$$\partial A / \partial p = \frac{A_0}{g \rho H_{\text{ПС}}}, \quad (16)$$

где A — любой из турбулентных потоков. Величины μ_0, χ, α рассчитываются по формулам, предложенным в [2].

Система уравнений (1)–(16) использовалась для фонового и мезомасштабного прогноза полей облачности. Для численной реализации модели фонового прогноза применялась конечно-разностная аппроксимация уравнений на шахматной сетке, имеющей шаг по горизонтали 300 км и 6 уровней по вертикали (1000, 850, 700, 500, 300, 200 гПа). Телескопизированная модель имела шаг 30 км по горизонтальным координатам и 9 уровней по вертикали (1000, 900, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 200 гПа). Областью расчета прогноза на крупной сетке является квадрат, вписанный в окружность экватора на карте стереографической проекции северного полушария. Областью мезомасштабного прогноза является квадрат 600×600 км. Схема интегрирования по времени явная. При дискретизации по пространству применяются центральные разности. Шаг по времени для фонового прогноза равен 12 мин, а для мезомасштабного — 1 мин. В качестве исходных данных для крупной сетки используются данные Первого глобального экспе-

римента ПИГАП, из которых путем интерполяции получались начальные поля для мелкомасштабной сетки. На границе мелкой сетки задавались значения геопотенциала Φ (значения u и v вычислялись по геострофическим соотношениям), температуры T и доли водяного пара q , полученные в результате расчетов по крупной сетке. В целях избежания вычислительной неустойчивости в граничных областях применялась процедура сглаживания.

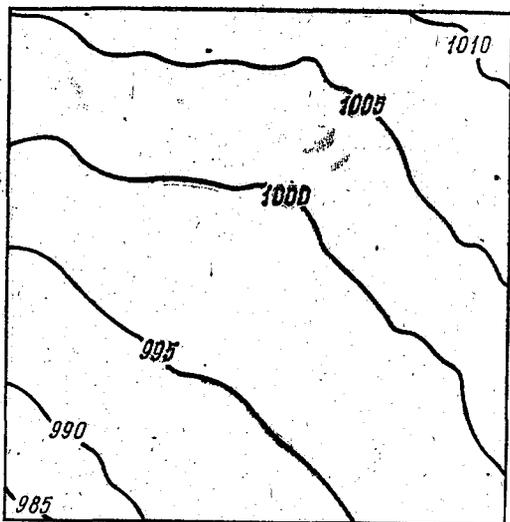


Рис. 1. Приземное поле давления
(I эксперимент)

Начальное поле облачности восстанавливалось следующим образом. Если $q < f q_m$, облачности в точке нет; если $q \geq f q_m$, облачность существует. Здесь f — некоторый коэффициент, зависящий от температуры, который согласно [4] определяется из соотношения

$$f = \begin{cases} 0,008 T - 1,184, & \text{при } T < 273 \text{ К.} \\ 1 & \text{при } T \geq 273 \text{ К.} \end{cases} \quad (17)$$

На основе этой схемы были сделаны два эксперимента с использованием данных ПГЭП за 14.05.1979 г. Первый эксперимент проводился для района, находящегося в северной части Атлантики, а второй — для района, находящегося в восточной части Балканского полуострова и охватывающего территорию НРБ.

В первом случае в начальный момент внутренняя область прогноза находилась под влиянием северо-восточной части хорошо развитого циклона (рис. 1). В результате расчетов получилось

расслоенное по вертикали поле облачности: туман у земной поверхности и облачность на уровнях 800 и 600 гПа. Между ними были безоблачные промежутки. Через 24 ч площадь, занятая туманом у земной поверхности, несколько увеличилась (рис. 2), а площадь облачности на других уровнях уменьшилась. Это обстоятельство свидетельствует о том, что модель правильно отражает динамику облачного поля и характер его расслоенности по

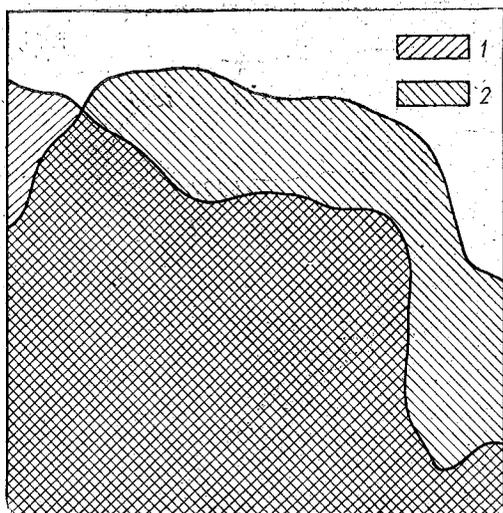


Рис. 2. Площадь, занятая туманом:
(I эксперимент):

1 — в начальный момент $t=0$; 2 —
в момент $t=24$ ч.

вертикали. В то же время следует отметить, что в процессе моделирования не учитывались два таких важных фактора, как выпадение осадков и радиация. Этим, в частности, можно объяснить относительно высокую степень устойчивости площади, занятой облаками по сравнению с данными наблюдений. К сожалению, недостаточное число пунктов наблюдений не позволяет сделать достаточно обоснованное количественное сравнение фактического и смоделированного поля облаков.

Во втором эксперименте область прогноза находилась в зоне перехода между областью повышенного и пониженного давления. В начальный момент прогноза облачность наблюдалась на уровнях 700, 600, 500, 400 и 300 гПа, причем на уровне 400 гПа наблюдалась сплошная облачность. Через 24 ч характер рассчитанного распределения облачности по высоте не изменился, но уже появилась облачность на уровне 800 гПа и изменился ее балл на

разных уровнях: до уровня 600 гПа количество облачности увеличилось, выше 600 гПа уменьшилось (рис. 3). Максимум влажности находится на уровне 600 гПа (0,3 г/кг).

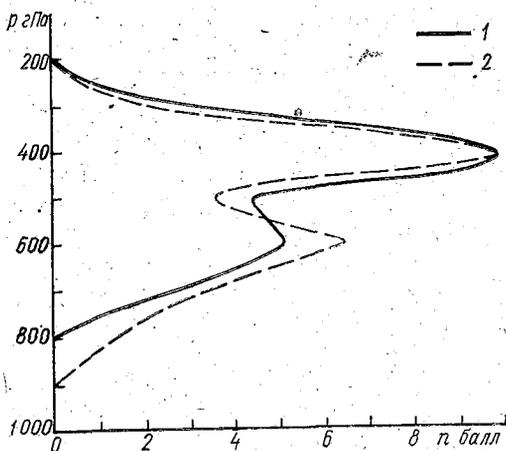


Рис. 3. Распределение количества облаков по вертикали (II эксперимент):
1 — в момент $t=0$; 2 — в момент $t=24$ ч.

В целом эксперименты с телескопизированной схемой прогноза облачности показали возможность более точно прогнозировать пространственные характеристики облачных полей: их протяженность, слоистость, балл.

ЛИТЕРАТУРА

1. Hill G. E. Grid telescoping in numerical weather prediction. — J. Appl. Meteor., 1968, N 7, 29—38.
2. Беркович Л. В., Ткачева Ю. В. Неадиабатическая полушарная модель атмосферы для прогноза метеорологических элементов на несколько суток. — Тр. ГМЦ СССР, 1982, вып. 242, с. 3—20.
3. Беркович Л. В., Ткачева Ю. В. Развитие неадиабатической полушарной прогностической модели атмосферы. — Тр. ГМЦ СССР, 1985, вып. 277, с. 3—29.
4. Матвеев Л. Т. Динамика облаков. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 311 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ СПЕКТРАЛЬНОГО ПЕРЕНОСА ЭНЕРГИИ В БАРОТРОПНОЙ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ

При построении численного алгоритма интегрирования системы нелинейных уравнений динамики атмосферы необходимо обеспечивать адекватность описания процессов спектрального переноса энергии. Несоблюдение этого требования ведет к искажению решения при интегрировании на длительные сроки и, в конечном итоге, к нелинейной неустойчивости. Для бездивергентных движений средневзвешенный спектральный поток энергии равен нулю, а алгоритм численного решения задачи необходимо выбирать из условия сохранения квадратичных инвариантов: полной кинетической энергии и энтропии [1]. Для быстрых волновых движений с ненулевой дивергенцией существует систематический перенос энергии по спектру, скорость которого описывается весьма сложным образом [2]. Реальные атмосферные движения синоптического масштаба вследствие нелинейности одновременно обладают чертами как медленных адвективных, так и быстрых волновых движений. Поэтому условие сохранения интегральных энергии и энтропии в численной схеме решения системы полных уравнений динамики не означает правильного описания спектрального каскада энергии.

Для ряда задач гидродинамики было показано, что в слабо-нелинейных недиссипативных системах при отсутствии внешних источников эволюция спектральной плотности энергии в пространстве волновых векторов $\vec{k} = (k_x, k_y, k_z)$ описывается кинетическим уравнением типа Фоккера — Планка [3, 4]:

$$\frac{\partial \hat{E}(\vec{k})}{\partial t} = V(\vec{k}), \quad (1)$$

$$V(\vec{k}) = + \nabla_{\vec{k}} D(\vec{k}) \nabla_{\vec{k}} \hat{E}(\vec{k}), \quad (2)$$

где $\hat{E}(\vec{k})$ — спектральная плотность энергии; $V(\vec{k})$ — описывает нелинейное взаимодействие; $\nabla_{\vec{k}} = (\partial/\partial k_x, \partial/\partial k_y, \partial/\partial k_z)$ — оператор градиента в пространстве волновых векторов \vec{k} ; $D(\vec{k})$ — коэффициент нелинейной индуцированной диффузии.

Крупномасштабные атмосферные движения синоптического масштаба являются слабонелинейными, поскольку число Кибеля — Россби, описывающее вклад нелинейных адвективных членов, для этих движений мало. Это позволяет при описании процессов спектрального перераспределения энергии пользоваться кинетическим уравнением (1). В работе путем прямого численного моделирования исследуется гипотеза о том, что для крупномасштабных движений кинетическое уравнение (1) представляет собой уравнение Фоккера — Планка.

Поскольку крупномасштабные синоптические движения квази-горизонтальны, основной спектральный перенос энергии происходит в пространстве k_x, k_y . Поэтому основные закономерности спектрального переноса должны хорошо описываться в рамках баротропных моделей. В этом случае (1) и (2) преобразуются к виду

$$\frac{\partial \hat{E}(k_h)}{\partial t} = \nabla_{k_h} D(k_h) \nabla_{k_h} \hat{E}(k_h), \quad (3)$$

где $\vec{k}_h = (k_x, k_y)$. Переходя к полярным координатам $k_x = k \cos \theta$, $k_y = k \sin \theta$ и интегрируя по углу θ , получим

$$\frac{\partial \hat{E}(k)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial k} D(k) \frac{\partial \hat{E}(k)}{\partial k}; \quad k^2 = k_x^2 + k_y^2. \quad (4)$$

Эволюция метеополей задается численным решением системы полных уравнений баротропной атмосферы:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} &= - \frac{\partial \Phi}{\partial x} + lv; \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} &= - \frac{\partial \Phi}{\partial y} - lu, \\ \frac{\partial \Phi}{\partial t} + u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y} + \Phi \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) &= 0, \end{aligned} \quad (5)$$

где u, v — компоненты скорости ветра вдоль осей x, y соответственно; Φ — геопотенциал; l — параметр Кориолиса. Для исключения возможного влияния выбранного способа дискретизации дифференциальных уравнений модели на описание спектрального перераспределения энергии в работе использовались две численные схемы интегрирования системы (5). Первая основана на методе расщепления [5]. Во второй решение получается на расширенной шахматной сетке Эллиасена с помощью полунявной схемы с неявной записью членов, описывающих силу Кориолиса и дивергенцию. Интегрирование по времени осуществлялось методом центральных разностей по схеме «чехарды». На первом шаге по времени использовалась схема направленных разностей. Резуль-

таты численных экспериментов показали, что полная кинетическая энергия в обеих схемах сохраняется при интегрировании на срок до 15—18 часов.

При моделировании временной эволюции гидродинамических переменных рассчитывались поля кинетической энергии $E(x, y)$ и их спектральное представление в пространстве волновых чисел. Алгоритм двумерного спектрального разложения дискретных функций основан на одномерном быстром преобразовании Фурье. Двукратное последовательное применение преобразования вида

$$y(n \Delta x) = \sum_{k=0}^N \hat{y}(2 \pi k/L) \exp(in \Delta x 2 \pi k/L) \quad (6)$$

к дискретно заданному полю кинетической энергии $E(x, y)$ определяет таблично заданную функцию спектральной плотности кинетической энергии $\hat{E}(k_x, k_y)$, где $k_x = 2 \pi m_x/L$; $k_y = 2 \pi m_y/L$; $m_x, m_y = 0, 1, \dots, N$. В (6) y — таблично заданная функция; n — номер узла; Δx — шаг дискретной сетки; $L = 2 N \Delta x$ — размер области изменения аргумента.

Поскольку в дальнейшем используется спектральная плотность энергии в зависимости от модуля волнового числа $k = (k_x^2 + k_y^2)^{1/2}$ в работе применялась процедура осреднения по фазовому углу:

$$\hat{E}(k) = \int_0^{2\pi} \hat{E}(k \cos \alpha, k \sin \alpha) d\alpha. \quad (7)$$

При этом для дискретной функции $\hat{E}(k_x, k_y)$ производилось интегрирование по дуге $0 \leq \alpha \leq \pi/2$ при фиксированном радиусе k , который выбирался так, чтобы $k = 0, 1, 2, \dots, N \cdot (2 \pi/L)$. Вся область значений $E(k_x, k_y)$ разбивалась на M равных секторов радиусами $\alpha = \pi/2 (M+1)j$, $j = 0, 1, 2, \dots, M+1$. Значения $\hat{E}(p_i)$, где p_i — координаты точек пересечения радиусов $\alpha = \text{const}$ и дуг $k = \text{const}$ вычислялись с помощью линейной интерполяции по четырем ближайшим точкам со значениями $\hat{E}(k_x, k_y)$. Приближенный аналог формулы (7) имеет при этом вид

$$\hat{E}(k) \approx \sum_{i=1}^{M+1} E(p_i). \quad (8)$$

Величина M подбиралась в численном эксперименте из расчета, чтобы погрешность вычисления (8) не превосходила 10%.

Для оценки коэффициента нелинейной диффузии $D(k)$ интегрируем (4) по k' в интервале от 0 до k :

$$\int_0^k \frac{\partial \hat{E}(k')}{\partial t} dk' = D(k) \frac{\partial \hat{E}(k)}{\partial k} - D(0) \frac{\partial \hat{E}(0)}{\partial k}.$$

Откуда

$$D(k) = \left[\frac{\partial \hat{E}(k)}{\partial k} \right]^{-1} \left[\int_0^k \frac{\partial \hat{E}(k')}{\partial t} dk' + D(0) \frac{\partial \hat{E}(0)}{\partial k} \right]. \quad (9)$$

Из (9) видно, что $D(k)$ определяется с точностью до константы $D(0) \partial \hat{E}(0) / \partial k$. Однако результаты расчетов спектров $\hat{E}(k)$ для различных начальных данных показали, что в реальной атмосфере с высокой степенью точности $\partial \hat{E}(0) / \partial k = 0$. Тогда, имея набор спектров $\hat{E}^{(\tau)}(nk_0)$, $k_0 = 2\pi/L$, $n=0, 1, 2, \dots$ для различных моментов времени τ , можно вычислить коэффициент $D(k)$ по формуле (9) с учетом конечно-разностной аппроксимации производных и интеграла, входящих в (9):

$$\frac{\partial \hat{E}(k)}{\partial t} \approx \frac{\hat{E}^{(\tau)}(nk_0) - \hat{E}^{(\tau-1)}(nk_0)}{\Delta t} \equiv c^{(\tau)}(nk_0);$$

$$\int_0^k \frac{\partial \hat{E}(k')}{\partial t} dk' \Big|_{t=\tau} \approx \sum_{j=1}^n c^{(\tau)}(jk_0);$$

$$\frac{\partial \hat{E}(k)}{\partial k} \Big|_{t=\tau} \approx \frac{\hat{E}^{(\tau)}[(n+1)k_0] - \hat{E}^{(\tau)}[(n-1)k_0]}{2k_0}.$$

В качестве исходных данных при интегрировании системы уравнений (5) брались реальные барические поля, а также модельные распределения геопотенциала, соответствующие изолированным циклонам. Модельное циклоническое поле задавалось выражением

$$\Phi = \Phi_0 - \delta \Phi \exp \left[- (x - x_0)^2 / a^2 - (y - y_0)^2 / b^2 \right],$$

где x, y — текущие координаты точек; x_0, y_0 — координаты центра циклона; a, b — характерные масштабы вихря вдоль осей x, y соответственно; Φ_0 — геопотенциал поверхности 500 гПа; $\delta \Phi$ — глубина циклона.

Начальное поле ветра рассчитывалось из условия геострофического согласования с полем геопотенциала. В работе использовались сетки размером 33×33 узла, пространственное разрешение сетки составляло 600 км, шаг по времени брался $\Delta t = 10$ минут.

Результаты численных экспериментов показали, что метеорологические движения имеют широкий пространственный энергетический спектр. Величина спектральной плотности кинетической энергии меняется на несколько порядков с максимумом в обла-

сти больших длин волн и минимумом в области коротких. Спектр кинетической энергии испытывает изменения с течением времени. Для большинства начальных распределений метеополей эти изменения носят ярко выраженный характер диффузии в пространстве волновых чисел. В силу характерного вида спектральной

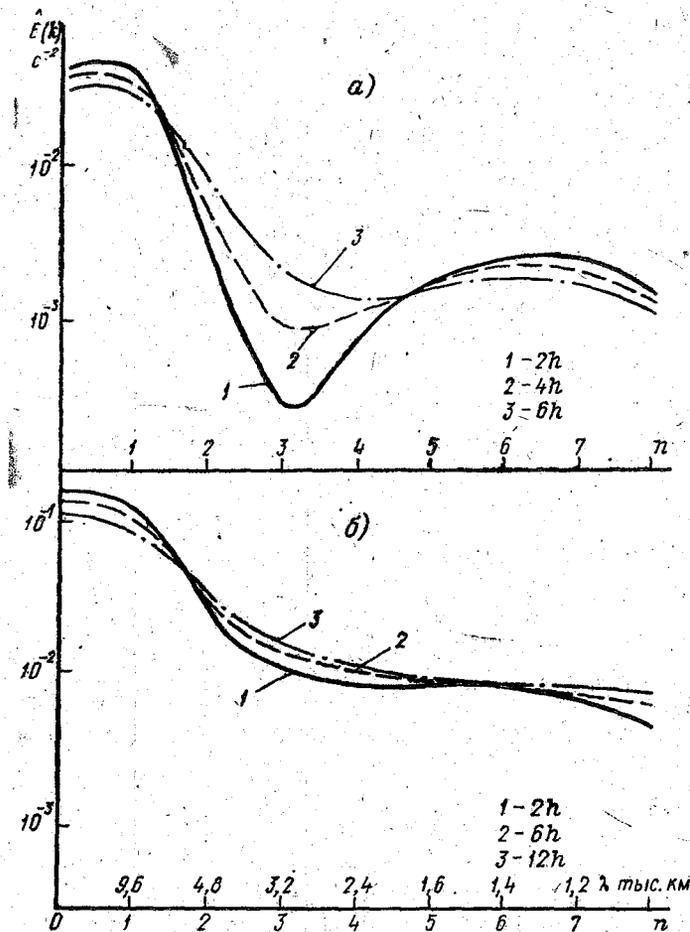


Рис. 1. Спектры кинетической энергии $\bar{E}(k)$ в различные моменты времени для изолированного (а) циклона и реального барического поля (б).

кривой, приведенной на рис. 1, нелинейное перераспределение энергии заключается в ее диффузии в сторону коротких длин волн. Наибольшая относительная изменчивость энергетических спектров приходится на наиболее короткие волны, разрешаемые сеткой, с $k=(4-8)k_0$. Результаты расчетов коэффициента диффузии

$D(k)$ представлены на рис. 2. Для различных начальных данных этот коэффициент имеет весьма универсальный вид. Для наиболее крупномасштабных движений D минимален и составляет величину порядка 10^{-4} — 10^{-5} м²·с⁻¹, что свидетельствует о малой

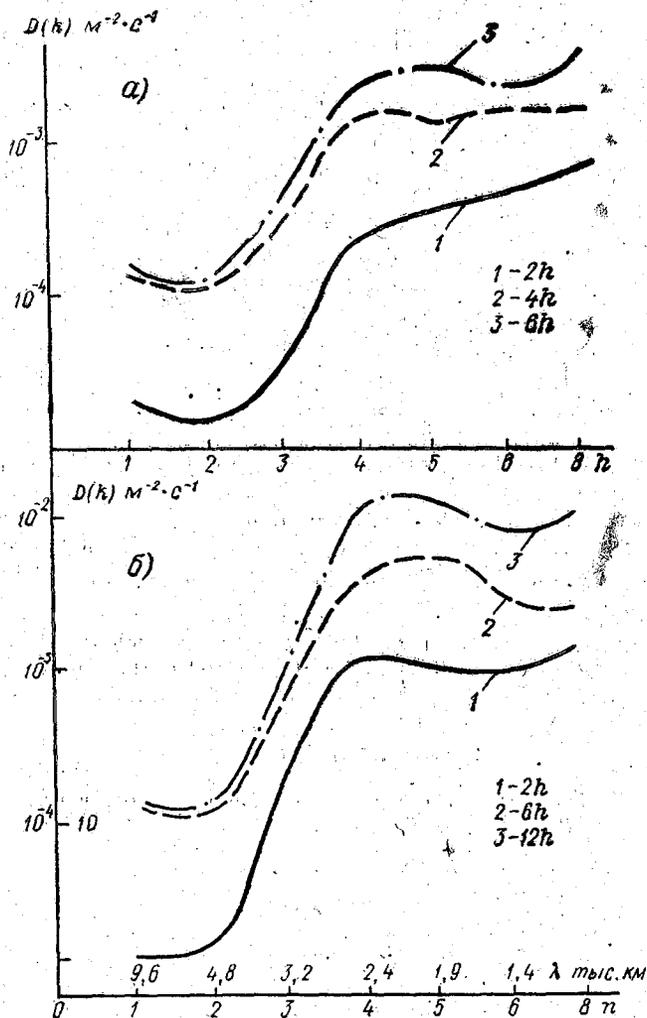


Рис. 2. Значения коэффициента диффузии $D(k)$ в различные моменты времени для изолированного (а) циклона и реального барического поля (б).

роли процессов спектрального каскада в нелинейном обмене энергией между различными гармониками. Для коротких волн D максимален и имеет величину порядка 10^{-3} — 10^{-2} м²·с⁻¹. В промежуточном диапазоне длин волн коэффициент D растет экспонен-

циально с увеличением k . Из рис. 2 видно, что с течением времени величина D и, соответственно, скорость каскада энергии в целом возрастают в течение первых 12 ч прогноза. В дальнейшем кривая $D(k)$ стабилизируется. Это обусловлено, по-видимому, присутствием инерционно-гравитационных волн, которые наиболее эффективно осуществляют спектральное перераспределение энергии и появляются в начальный период интегрирования из-за отсутствия должной инициализации гравитационных мод в полных уравнениях гидродинамики. После первых полусуток интегрирования эти волны рассеиваются, поэтому кривая $D(k)$ для этого момента наиболее соответствует скорости спектрального переноса энергии крупномасштабными метеорологическими движениями. Большая изменчивость D для самых коротких волн может быть обусловлена накоплением энергии вблизи границы, вызванной конечной величиной шага сетки. Однако для окончательного суждения об этом требуется увеличение разрешения используемого алгоритма спектрального преобразования Фурье.

Выводы

1. В статье путем численного моделирования системы полных уравнений динамики баротропной атмосферы исследован процесс спектрального перераспределения энергии.

2. Показано, что этот процесс носит характер диффузии в пространстве волновых векторов и описывается уравнением Фоккера — Планка.

3. Рассчитаны спектральные зависимости коэффициента нелинейной индуцированной диффузии. Показано, что они имеют весьма универсальный вид для различных исходных данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аракава А., Лэмб В. В. Вычислительные схемы для основных динамических процессов в глобальной циркуляционной модели Калифорнийского университета в Лос-Анджелесе. — В кн.: Модели общей циркуляции атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1981, с. 197—284.

2. Уизем Дж. Линейные и нелинейные волны. — М.: Мир, 1977. — 622 с.

3. Юэн Г., Лэйк Б. Нелинейная динамика гравитационных волн на глубокой воде. — М.: Мир, 1987. — 179 с.

4. Yeh K. C., Liu C. H. Evolution of atmospheric spectrum by processes of wave — wave interaction. — Radio Science, vol. 20, N 6, 1985, p. 1279—1294.

5. Гаврилов Н. М., Медведев А. С. О численном моделировании метеорологических источников волн Лэмба в атмосфере. — В кн.: Исследование динамических процессов в атмосфере. — М.: Гидрометеиздат, 1983, с. 236—239.

ТРЕХМЕРНАЯ МОДЕЛЬ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ. ЧИСЛЕННАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ

Рассмотрим численную реализацию модели тропических циклонов (ТЦ), описанную в [1], включая постановку начальных и граничных условий, конечно-разностную аппроксимацию уравнений и метод интегрирования по времени.

Структура сетки. Область, в пределах которой моделируется крупномасштабный процесс и ТЦ, простирается от 110° до 150° в. д. и от 5° до 33° с. ш. В этой области размещаются две сетки: крупная и мелкая. Мелкая сетка вложена в крупную. Шаги крупной сетки $\Delta x = \Delta y = 200$ км. Число узлов крупной сетки 20×16 ($i = x/\Delta x$; $j = y/\Delta y$; $i = 1, 2, \dots, 20$; $j = 1, 2, \dots, 16$). Шаги мелкой сетки $\Delta x = \Delta y = 50$ км ($i' = 1, 2, \dots, 17$; $j' = 1, 2, \dots, 17$). В начальный момент времени центр мелкой сетки располагается в точке $i = 14$, $j = 7$ на крупной сетке. Крупная и мелкая сетки в плоскости x, y расшатаны. В узлах крупной и мелкой сеток с целыми индексами i (i') и j (j') размещаются и вычисляются геопотенциал Φ , потенциальная температура θ , отношение смеси q и вертикальная скорость ω .

В узлах с дробными индексами $i \pm \frac{1}{2}$, j ($i' \pm \frac{1}{2}$, j') размещается и вычисляется составляющая скорости u , а в узлах с индексами $i, j \pm \frac{1}{2}$ ($i', j' \pm \frac{1}{2}$) — составляющая скорости v .

По вертикали вводятся пять основных и три промежуточных уровня. Основными (счетными и прогнозируемыми) являются уровни с целыми индексами $k = p/\Delta p$ ($k = 1, 2, 3, 4$). На этих уровнях с давлением 200, 500, 700, 900 гПа размещаются и вычисляются Φ , θ , q , u , v . Кроме основных вводятся промежуточные уровни с дробными индексами ($k = \frac{3}{2}, \frac{5}{2}, \frac{7}{2}$), на которых размещаются и вычисляются значения вертикальной скорости ω . На уровнях $k = \frac{1}{2}$ ($p_T = 50$ гПа) и $k = \frac{9}{2}$ ($p = p_s$ — давление на

уровне поверхности) ставятся граничные условия. На уровне $p=p_s$ прогнозируются $p_s, T_s, q_s, u_s, v_s, \omega$. Мелкая сетка перемещается вместе с ПЦ.

Дискретные уравнения. При конечно-разностной аппроксимации дифференциальных уравнений модели и граничных условий [1] используются индексы i, j, k, n ($n=t/\Delta t$). Для записи конечно-разностных аналогов применяются операторы центральных разностей и сглаживания следующего вида:

$$\bar{F}^t = \frac{F(l - \Delta l/2) + F(l + \Delta l/2)}{2}; \quad (1)$$

$$\delta_l F = \frac{F(l + \Delta l/2) - F(l - \Delta l/2)}{\Delta l}; \quad (2)$$

$$\bar{E}^{2l} = \frac{F(l - \Delta l) + F(l + \Delta l)}{2}; \quad (3)$$

$$\delta_{2l} F = \delta_l(\delta_l F), \quad (4)$$

где F — любая из функций ($u, v, \omega, \theta, q, \Phi$); l — любая из координат x, y, p или t .

В конечно-разностном виде представляются уравнения модели [1], записанные в дивергентной форме. С помощью операторов (1)–(4) система уравнений модели в дивергентной форме представляется в дискретном виде

$$\delta_t \bar{u}^t + m \delta_x \bar{\Phi}^{2t} = -m \delta_x (\bar{u}^x \bar{u}^x) - m \delta_y (\bar{u}^y \bar{v}^x) - \delta_p (\bar{u}^p \bar{\omega}^x) + \\ + f \bar{v}^{yx} + \hat{F}_{uh} + \hat{F}_{up}, \quad (5)$$

$$\delta_t \bar{v}^t + m \delta_y \bar{\Phi}^{2t} = -m \delta_x (\bar{u}^y \bar{v}^x) - m \delta_y (\bar{v}^y \bar{v}^y) - \delta_p (\bar{v}^p \bar{\omega}^y) - \\ - f \bar{u}^{yx} + \hat{F}_{vh} + \hat{F}_{vp}, \quad (6)$$

$$\delta_t \bar{\theta}^t + \bar{\theta} \delta_p \bar{\omega}^{2t} = -m \delta_x (\bar{\theta}^x u) - m \delta_y (\bar{\theta}^y v) - \bar{\omega}^p \delta_p \bar{\theta}^p - \\ - (\theta - \bar{\theta}) \delta_p \omega + \frac{1}{c_p \rho} \frac{\bar{\theta}}{\bar{T}} Q + \hat{F}_{\theta h} + \hat{F}_{\theta p}, \quad (7)$$

$$\delta_t \bar{q}^t + \bar{q} \delta_p \bar{\omega}^{2t} = -m \delta_x (\bar{q}^x u) - m \delta_y (\bar{q}^y v) - \\ - \bar{\omega}^p \delta_p \bar{q}^p - (q - \bar{q}) \delta_p \omega + \frac{M}{\rho} + \hat{F}_{qh} + \hat{F}_{qp}, \quad (8)$$

$$\delta_t \bar{p}_s^t = -m (\delta_x (\bar{u} (\bar{p}_s^{2t}) \bar{p}_s^x) + \delta_y (\bar{v} (\bar{p}_s^{2t}) \bar{p}_s^y)), \quad (9)$$

$$\delta_p \bar{\omega}^{2t} = -m (\delta_x \bar{u}^{2t} + \delta_y \bar{v}^{2t}), \quad (10)$$

$$\delta_p \bar{\Phi}^{2t} = -R/p (p/p_0)^{R/c_p} \bar{\theta}^{2t}, \quad (11)$$

где $\bar{\theta}$ и \bar{q} — средние значения потенциальной температуры и отношения смеси, зависящие только от давления p ; знак « \wedge » означает запись этих членов в конечно-разностном виде. Остальные обозначения см. [1].

В этой системе уравнений члены $\frac{1}{c_p \rho} \frac{\bar{\theta}}{T} Q$ и $\frac{M}{\rho}$ записаны неявно.

Начальные и граничные условия. Для численного интегрирования уравнений (5) — (11) необходимо задать начальные условия для u, v, θ, q, p_s , а также граничные условия по p, x, y .

Поля потенциальной температуры θ и относительной влажности r в начальный момент времени задаются горизонтально-однородными со средними значениями по сезонам тайфунов в северо-западной части Тихого океана [2].

В начальный момент времени задается слабый вихрь в поле функции тока $m^2 \cdot c^{-1}$ [3]

$$\psi = \frac{4,5 \cdot 10^{17} \psi_p \sin[\pi(y - y_0)/(L_y - y_0)]}{(x - x_c)^2 + (y - y_c)^2 + 9 \cdot 10^{10}}, \quad (12)$$

где

$$\psi_p = \begin{Bmatrix} \psi_{200} \\ \psi_{500} \\ \psi_{700} \\ \psi_{900} \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} -1,0 \\ 1,3 \\ 1,6 \\ 1,8 \end{bmatrix};$$

x_c, y_c — координаты центра вихря, имеющие значения $x_c = 7 \Delta x$; $y_c = 9 \Delta y$; y_0, L_y — соответственно северная и южная границы сетки.

Бездивергентные компоненты скорости ветра (u_ψ, v_ψ) и завихренность ξ определяются по следующим соотношениям:

$$u_\psi = -m \frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad v_\psi = m \frac{\partial \psi}{\partial x}, \quad \xi = \nabla^2 \psi, \quad (13)$$

где $\nabla^2 = m^2 \frac{\partial^2}{\partial x^2} + m^2 \frac{\partial^2}{\partial y^2}$ — оператор Лапласа.

По рассчитанным полям u_ψ, v_ψ, ξ вычисляется геопотенциал на каждом изобарическом уровне модели на основе уравнения баланса

$$\nabla^2 \Phi = f \xi - \frac{\partial f u_\psi}{\partial y m} - 2 \left(\frac{\partial v_\psi}{\partial x} \frac{\partial u_\psi}{\partial y} - \frac{\partial v_\psi}{\partial x} \frac{\partial v_\psi}{\partial y} \right), \quad (14)$$

где f — параметр Кориолиса.

Граничные условия для Φ : $\Phi = 0$ при $p = p_s$. На других уровнях Φ определяется по уравнению статики с использованием θ_p и r_p .

Виртуальная потенциальная температура θ_v рассчитывается с помощью статического соотношения

$$\theta_v = - \frac{p}{R} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/c_p} \frac{\partial \Phi}{\partial p}, \quad (15)$$

где $p_0 = 1000$ гПа. Отношение смеси водяного пара q и потенциальная температура θ на счетных уровнях определяются по формулам

$$q = r_p q_s / 100, \quad \theta = \theta_v / 1 + 0,61 q. \quad (16)$$

Для определения вертикальной скорости ω используется уравнение

$$\begin{aligned} - \frac{R}{p} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/c_p} \frac{\partial \theta}{\partial p} \nabla^2 \omega + \frac{f^2}{m^2} \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = f \frac{\partial}{\partial p} \left\{ u_\psi \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial v_\psi}{\partial x} - \frac{\partial u_\psi}{\partial y} \right) + \right. \\ \left. + v_\psi \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial v_\psi}{\partial x} - \frac{\partial u_\psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial f}{\partial y} \frac{v_\psi}{m} \right\} - \\ - \frac{R}{p} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/c_p} \nabla^2 \left(- m u_\psi \frac{\partial \theta}{\partial x} - m v_\psi \frac{\partial \theta}{\partial y} \right). \quad (17) \end{aligned}$$

Граничные условия для ω : $\omega = 0$ при $\begin{cases} x = x_0, L_x; \\ y = y_0, L_y; \end{cases}$
 $\omega = 0$ при $p = 50$ гПа.

Вертикальная скорость, обусловленная трением на уровне 900 гПа, вычисляется по формуле

$$\omega_{900} = - \frac{\Delta p g p c_D m}{f} \left\{ (u_\psi^2 + v_\psi^2)^{1/2} \left(\frac{\partial v_\psi}{\partial x} - \frac{\partial u_\psi}{\partial y} \right) \right\}_a, \quad (18)$$

где $\Delta p = 100$ гПа, индекс a означает, что величина относится к уровню анемометра.

Потенциал скорости χ определяется путем решения уравнения Пуассона

$$\nabla^2 \chi = - \partial \omega / \partial p, \quad (19)$$

с граничными условиями

$$\chi = 0 \text{ при } \begin{cases} x = x_0, L_x; \\ y = y_0, L_y. \end{cases}$$

Таким образом, начальное поле ветра определяется с учетом бездивергентной и дивергентной частей движения, т. е.

$$u = u_\psi + \frac{\partial \chi}{\partial x}, \quad v = v_\psi + \frac{\partial \chi}{\partial y}.$$

В качестве условий на верхней границе принимаются условия твердой стенки. Верхняя граница отождествляется с уровнем, где

$p = p_T$. Это означает, что $\omega p = 0$, следовательно, $\omega = dp/dt = 0$ при $p = p_T$, так как $p \neq 0$. Для горизонтального количества движения задаются условия свободного скольжения. Тем самым предотвращается появление источников и стоков количества движения на верхней границе. Дополнительно предполагается, что здесь исчезают вертикальные потоки тепла и скрытой теплоты и тем самым исключаются потери или притоки скрытой теплоты или влаги через верхнюю границу модельной атмосферы. С учетом этого условия на верхней границе записываются в виде

$$\omega = k_M du/dr = k_M dv/dr = k_v d\theta/dr = k_o dq/dr = 0 \text{ при } p = p_T.$$

Условия на нижней границе атмосферы учитывают взаимодействие атмосферы и океана. Для потоков влаги и явного тепла на нижней границе используются следующие соотношения:

$$H_{\theta p} = g c_p C_0 |V_s| (T_w - T_s), \quad (20a)$$

$$H_{qp} = g C_q |V_s| (q_w - q_s), \quad (20b)$$

где $|V_s|$ — модуль вектора скорости ветра на уровне анемометра; (В модели принимается, что скорость ветра на уровне анемометра совпадает со скоростью ветра на 900 гПа по направлению, а по модулю равняется $0,7 |V|$ на 900 гПа); $T_s = T_{900} (p'_s/900)$ — температура воздуха на поверхности; T_{900} — температура на уровне 900 гПа, $p'_s = \max(950 \text{ гПа}, p_s)$; T_w — температура водной поверхности океана (считается заданной); q_w — насыщающее отношение смеси при T_w ; $q_s = q_{900} (p_s/900)$, q_{900} — отношение смеси на уровне 900 гПа; $s = 3,53$ для летнего сезона (над океаном); C_0, C_q — соответственно коэффициенты тепло- (число Стентона) и влагообмена (число Дальтона). Принимается, что $C_0 = C_q = 1,5 \cdot 10^{-3}$.

Учитываются потоки тепла $H_{\theta b}$ и влаги H_{qb} , переносимые брызгами в штормовых условиях. Эти потоки к единице поверхности воды рассчитываются по формулам [4]:

$$H_{qb} = C_0 \rho_w (u_* / u_0)^3 [1 - C_m s^* / 8 (1 - \bar{\tau}_a)], \quad (21, a)$$

$$H_{\theta b} = C_w (T_w - T_s) C_0 \rho_w (u_* / u_0)^3 - L H_{qb}, \quad (21, б)$$

где C_w — теплоемкость воды; s^* — соленость, равная $0,035$; $C_0 = 3,5 \cdot 10^{-9}$ м/с; $u_0 = 4,63$ м/с; C_m — константа (по Краусу [5] для морской воды $C_m = 0,527$); u_* — динамическая скорость, определяемая по соотношению

$$u_* = V_s \sqrt{(1 + 0,07 V_s) \cdot 10^{-3}};$$

$\bar{\tau}_a$ — средняя относительная влажность на уровне анемометра. Вертикальное перемешивание, обусловленное турбулентностью, параметризуется следующим образом:

$$F_{up} = g^2 \frac{\partial}{\partial p} \rho^2 k_M \frac{du}{dp}, \quad (22)$$

$$F_{vp} = g^2 \frac{\partial}{\partial p} \rho^2 k_m \frac{\partial v}{\partial p}, \quad (23)$$

$$F_{\theta p} = g^2 \frac{\partial}{\partial p} \rho^2 k_v \frac{\partial \theta}{\partial p}, \quad (24)$$

$$F_{qp} = g^2 \frac{\partial}{\partial p} \rho^2 k_v \frac{\partial q}{\partial p}, \quad (25)$$

где k_m — вертикальный коэффициент турбулентной вязкости, k_v — вертикальный коэффициент турбулентной диффузии для тепла и влаги. В работе принимается, что $k_m = k_v = 10 \text{ м}^2/\text{с}$. На поверхности раздела сила поверхностного напряжения вычисляется по следующим соотношениям:

$$\tau_u = C_D g \rho |V_s| u_s, \quad (26)$$

$$\tau_v = C_D g \rho |V_s| v_s, \quad (27)$$

где $C_D = 2,5 \cdot 10^{-3}$ — коэффициент сопротивления.

Интегрирование по времени. Перепишем систему уравнений (5)—(11) в следующем виде:

$$\delta_t \bar{u}^t + m \delta_x \bar{\Phi}^{2t} = \hat{A}, \quad (28)$$

$$\delta_t \bar{v}^t + m \delta_y \bar{\Phi}^{2t} = \hat{B}, \quad (29)$$

$$\delta_t \bar{\theta}^t + \bar{\theta} \delta_p \bar{\omega}^{2t} = \hat{C}, \quad (30)$$

$$\delta_t \bar{q}^t + \bar{q} \delta_p \bar{\omega}^{2t} = \hat{D}, \quad (31)$$

$$\delta_p \bar{P}_s^t = \hat{E}, \quad (32)$$

$$\delta_p \bar{\omega}^{2t} = -m (\delta_x \bar{u}^{2t} + \delta_y \bar{v}^{2t}), \quad (33)$$

$$\delta_p \bar{\Phi}^{2t} = -R/p (p/p_0)^{R/c_p} \bar{\theta}^{2t}, \quad (34)$$

где \hat{A} , \hat{B} , \hat{C} , \hat{D} , \hat{E} — правые части уравнений (5)—(9). Из системы (28)—(34) видно, что при решении сначала нужно определить $\bar{\Phi}^{2t}$, а затем \bar{u}^{2t} , \bar{v}^{2t} . После этого определяются все остальные величины. Для того чтобы применить процедуру интегрирования по времени, необходимо иметь уравнение тенденции для виртуальной потенциальной температуры θv . Комбинируя уравнение притока тепла (7) с уравнением для q (8) и учитывая, что $q \ll 1$, получаем уравнение тенденции для виртуальной потенциальной температуры:

$$\delta_t \bar{\theta}_v^t + \bar{\theta}_v \delta_p \bar{\omega}^{2t} = \hat{C} + 0,61 \bar{\theta} \hat{D}. \quad (35)$$

С помощью операторов (1) и (3) уравнения (28)—(32) и (35) преобразуются к следующему виду:

$$\bar{u}^{2t} + m \Delta t \delta_x \bar{\Phi}^{2t} = \hat{A}_1, \quad (36)$$

$$\bar{v}^{2t} + m \Delta t \delta_y \bar{\Phi}^{2t} = \hat{B}_1, \quad (37)$$

$$\bar{\theta}^{2t} + \Delta t \bar{\theta} \delta_p \bar{\omega}^{2t} = \hat{C}_1, \quad (38)$$

$$\bar{q}^{2t} + \Delta t \bar{q} \delta_p \bar{\omega}^{2t} = \hat{D}_1, \quad (39)$$

$$\bar{p}_s^{2t} = \hat{E}_1, \quad (40)$$

$$\bar{\theta}_v^{2t} + \Delta t \bar{\theta}_v \delta_p \bar{\omega}^{2t} = \hat{K}_1, \quad (41)$$

$$\begin{aligned} \text{где } \hat{A}_1 &= u^{n-1} + \Delta t \hat{A}, & \hat{B}_1 &= v^{n-1} + \Delta t \hat{B}, \\ \hat{C}_1 &= \theta^{n-1} + \Delta t \hat{C}, & \hat{D}_1 &= q^{n-1} + \Delta t \hat{D}, \\ \hat{E}_1 &= p_s^{n-1} + \Delta t \hat{E}, & \hat{K}_1 &= \theta_v^{n-1} + \Delta t (\hat{C} + 0,61 \bar{\theta} \hat{D}). \end{aligned}$$

Дифференцируя уравнение (36) по x , а уравнение (37) по y и суммируя результаты с помощью операторов (1)—(4) и уравнения неразрывности (33), получим следующее уравнение:

$$m^2 \Delta t (\delta_x^2 + \delta_y^2) \bar{\Phi}^{2t} - \delta_p \bar{\omega}^{2t} = m \delta_x \hat{A}_1 + m \delta_y \hat{B}_1. \quad (42)$$

Подставляя $\delta_p \bar{\omega}^{2t}$ из (41) в (42), после некоторых преобразований получаем уравнение относительно $\bar{\Phi}^{2t}$:

$$(\delta_x^2 + \delta_y^2) \bar{\Phi}^{2t} - \varepsilon \delta_p \bar{\Phi}^{2t} = EF, \quad (43)$$

где

$$\varepsilon = p/R (p_0/p)^{R/c_p} 1/m^2 \Delta t^2 \bar{\theta}_v,$$

$$EF = 1/m^2 \Delta t (m \delta_x \hat{A}_1 + m \delta_y \hat{B}_1 + 1/\Delta t \theta_v \hat{K}_1).$$

Рассмотренная схема является полунеевной, в которой интегрирование по времени сводится к решению эллиптического дифференциального уравнения (43) относительно $\bar{\Phi}^{2t}$. Уравнение (43) решается методом верхней релаксации с граничными условиями

$$\bar{\Phi}^{2t} = \theta \quad \text{при } p = p_s,$$

$$\bar{\Phi}^{2t} = \text{const} \quad \text{при} \quad \begin{cases} x = x_0, L_x; \\ y = y_0, L_y. \end{cases}$$

После нахождения $\bar{\Phi}^{2t}$ по (43) \bar{u}^{2t} и \bar{v}^{2t} определяются по (36) и (37) соответственно, $\delta_p \bar{\omega}^{2t}$ — по (42), $\bar{\theta}^{2t}$ и \bar{q}^{2t} — по (38) и (39)

соответственно. Давление p_s вычисляется по (32). При этом $\bar{u}^{2t}(p_s)$ и $\bar{v}^{2t}(p_s)$ определяются по формулам

$$\bar{u}_{p=p_s}^{2t} = 0,7 \bar{u}_{p=900}^{2t} \text{ гПа,}$$

$$\bar{v}_{p=p_s}^{2t} = 0,7 \bar{v}_{p=900}^{2t} \text{ гПа.}$$

Эта процедура решения уравнений реализуется на двух сетках.

Взаимодействие дискретных сеток. В модели принимается, что условие непрерывности производной второго порядка любой переменной на границе мелкой сетки сохраняется. При этом значения в узлах крупной сетки рассчитываются как среднее по четырем соседним точкам. Например, любая переменная Q в точке i' на мелкой сетке удовлетворяет следующему соотношению:

$$\partial^2 Q / \partial x^2 |_{i'} = G \partial^2 Q / \partial x^2 |_L + (1 - G) \partial^2 Q / \partial x^2 |_M,$$

где L, M — индексы узлов крупной сетки; $G \leq 1$ — весовой коэффициент.

Значения Q в четырех вершинах ячейки мелкой сетки рассчитываются как среднее по значениям в четырех узлах на крупной сетке. На каждом шаге по времени при расчете величин на границе мелкой сетки система алгебраических уравнений с симметричной матрицей коэффициентов решается методом квадратного корня. Значение Q в узлах на двух строках (или столбцах) непосредственно за пределами мелкой сетки рассчитывается как среднее взвешенное по значениям в точках на границе и внутри мелкой сетки.

Результаты численной реализации. В процессе интегрирования уравнений модели максимальная скорость ветра сначала уменьшается до 8 м/с в связи с перераспределением энергии в процессе согласования начальных данных, а минимальное давление на поверхности раздела в области ТЦ слегка увеличивается. После 24 ч интегрирования процесс устанавливается, начинает усиливаться ветер и уменьшается давление в центре ТЦ. Через 48 ч ветер усиливается до 30 м/с и более, а давление в центре циклона уменьшается до 985 гПа. Распределение давления на поверхности раздела вокруг центра ТЦ оказывается асимметричным.

В первые 24 ч наблюдается очень медленное смещение ТЦ вокруг начального положения центра вихря. Затем начинается перемещение ТЦ на северо-запад со средней скоростью около 7 км/ч. В процессе 48-часового интегрирования поле температуры существенно перестраивается на всех уровнях, особенно на 500 и 200 гПа. На всех уровнях появляются очаги тепла, расположенные вокруг центра вихря, в которых отклонения достигают 6° и 8° по сравнению с температурой на периферии. Влажность в нижней и средней тропосфере в центральной части ТЦ существенно увеличивается.

Одновременно с изменением структуры полей температуры и влажности и с уменьшением давления на поверхности раздела в центре ТЦ имеет место развитие сильного втока к центру на нижних уровнях и оттока на 200 гПа. Наиболее сильные ветры отмечаются в восточной и южной частях ТЦ. Наблюдается тенденция развития циклонической циркуляции на всех уровнях около центра ТЦ и антициклонической циркуляции на уровне 200 гПа на удалении от центра ТЦ. Наиболее сильные восходящие движения развиваются в центральной части ТЦ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Панин Б. Д., Нго Нгок Тхак. Постановка задачи о трехмерном численном моделировании тропических циклонов: — Тр. ЛГМИ, 1985, вып. 88, с. 26—36.
2. Bell G. J., Kar-Sing R. Some typhoon soundings and their comparison with soundings in hurricane. — J. Appl. Meteor., 1973, N 12, p. 74—93.
3. Kitade T. Numerical experiments of tropical cyclones on a plane with variable coriolis parameter. — J. Met. Soc. Japan, 1980, 58, p. 471—488.
4. Кузнецов М. А. Параметризация тепло- и влагообмена атмосферы и океана при штормовых условиях погоды применительно к моделям общей циркуляции атмосферы. — Автор. дисс. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. Л., 1985. — 20 с.
5. Краус Е. Б. Взаимодействие атмосферы и океана. Пер. с англ. Л., Гидрометеониздат, 1976. — 295 с.
6. Хаин А. П. Моделирование тропических циклонов. — Л.: Гидрометеониздат, 1984. — 248 с.

О ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ ЧИСЛЕННЫХ МОДЕЛЕЙ АТМОСФЕРЫ К ВАРИАЦИЯМ НАЧАЛЬНОГО ВЕТРА

Приведены результаты исследования чувствительности баротропных моделей атмосферы, различающихся схемами численного интегрирования по времени уравнений гидродинамики, к вариациям начального геострофического и начального соленоидального ветра. Показано, что степень чувствительности построенных моделей различна и зависит от используемой схемы численного интегрирования по времени, от способа расчета начального ветра и от величины параметра, моделирующего вариации начального ветра. Предварительные оценки проведенных численных экспериментов свидетельствуют о положительном влиянии на качество прогнозов геопотенциала учета степени чувствительности моделей при расчете начального ветра.

Введение

Численное интегрирование адиабатического варианта полных уравнений гидродинамики требует задания в качестве начальных данных полей геопотенциала и двух горизонтальных составляющих ветра. Как известно, ветер относится к сильно изменчивым метеорологическим величинам и характеризуется более высоким уровнем погрешностей измерений, чем геопотенциал. Из-за погрешностей начальных данных и несогласованности фактических полей геопотенциала и ветра на начальном этапе численного интегрирования уравнений гидродинамики в процессе приспособления полей могут возникать интенсивные фиктивные осцилляции решения. Поэтому, несмотря на определенный положительный опыт использования при численном прогнозе фактических данных о ветре [4, 5, 7], на практике в качестве начального обычно используют поле ветра, рассчитанное по геопотенциалу на основе предположений о геострофичности или соленоидальности атмосферных движений [2, 3, 6].

Лучшее согласование полей геопотенциала и ветра достигается заданием в качестве начального ветра его соленоидальной части

(см., например, [11, 13]), определяемой из решения уравнения баланса [1]. Расчет начального ветра с помощью геострофических соотношений [1] менее точен, но благодаря простоте и предельной экономичности находит широкое применение в оперативной практике [2, 3, 7] и исследованиях различных аспектов численного анализа и прогноза погоды [4, 8, 11, 13].

Приближенность расчета начального ветра, обусловленная использованием гипотез соленидальности или геострофичности атмосферных движений, приводит к снижению качества численных прогнозов. Для оценки влияния погрешностей в начальном поле ветра на качество прогнозов необходимо иметь представление о степени устойчивости и чувствительности численных моделей к вариациям начального ветра. Указанные вопросы являются слабоизученными. В этой связи данная работа посвящена исследованию чувствительности баротропных моделей атмосферы, различающихся схемами численного интегрирования по времени уравнений гидродинамики; к вариациям начального геострофического и начального соленидального ветра.

Схемы численного интегрирования по времени. Систему уравнений гидродинамики представим в операторной форме

$$\frac{\partial X}{\partial t} = FX, \quad X = \begin{vmatrix} u \\ v \\ h \end{vmatrix}, \quad (1)$$

где X — вектор состояния; u, v — горизонтальные компоненты скорости ветра; h — высота свободной поверхности; F — матричный дифференциальный оператор, конкретный вид которого приведен ниже.

Для численного интегрирования по времени системы уравнений (1) привлечем следующие схемы [9]:

$$\text{Эйлера} \quad X^{j+1} = X^j + \tau FX^j, \quad (2)$$

$$\text{Мацуно} \quad X^* = X^j + \tau FX^j,$$

$$X^{j+1} = X^j + \tau FX^*, \quad (3)$$

$$\text{Хойна} \quad X^* = X^j + \tau \bar{F}X^j,$$

$$X^{j+1} = X^j + \frac{\tau}{2} (FX^j + FX^*), \quad (4)$$

$$\text{центральных разностей} \quad X^{j+1} = X^{j-1} + 2\tau FX^j, \quad (5)$$

$$\text{Адамса — Бэшфорта} \quad X^{j+1} = X^j + \frac{\tau}{2} (3FX^j - FX^{j-1}), \quad (6)$$

$$\text{неявную} \quad X^{j+1} = X^j + \tau FX^{j+1}, \quad (7)$$

где τ — шаг интегрирования по времени t ; X^j — приближенное значение X в момент времени $j\tau$; X^* — «предварительное» значение X^{j+1} .

Устойчивость простейших моделей. В работе [12] определены условия для начальных полей ветра, гарантирующие движение без шумов. Эти условия не совпадают с условием геострофического равновесия. В частности, бездивергентная составляющая скорости ветра должна находиться в фазе с геострофическим ветром, но превосходить его по амплитуде. Однако в [12] не учтены свойства схем численного интегрирования по времени. Поэтому с помощью метода Неймана [9] исследуем устойчивость по начальным данным простейших моделей, использующих схемы (2)–(7), для определения возможных вариаций начального геострофического ветра. Положим в (1)

$$F = \begin{pmatrix} 0 & l & -g \frac{\partial}{\partial x} \\ -l & 0 & 0 \\ -H \frac{\partial}{\partial x} & 0 & 0 \end{pmatrix}, \quad (8)$$

где g, H — const; l — параметр Кориолиса.

Тогда (1), (8) есть одномерная система линеаризованных уравнений для баротропной атмосферы [9]. Пусть в начальный момент времени функции h, u заданы. Функцию v найдем с помощью выражения

$$v = \kappa v_g, \quad (9)$$

где $v_g = \frac{g}{l} \frac{\partial h}{\partial x}$ — геострофическая составляющая v ; κ — параметр, моделирующий вариации v_g и подлежащий определению.

Заметим, что величина $v_g(\kappa - 1)$ представляет часть агеострофической составляющей компонента v .

Решение системы уравнений (1), (8) будем искать в виде

$$X = \bar{X} e^{i(mx - st)},$$

где \bar{X} — амплитуда; $m = \frac{2\pi}{L}$ — волновое число; s — круговая частота; L — длина волны.

Аппроксимируем производные по времени в (1), (8) с помощью схем (2)–(7). В результате получим шесть простейших численных моделей. Для каждой из них определим матрицы перехода, связывающие значения вектора X на первых двух последовательных шагах по времени. Решения характеристических уравнений матриц перехода с учетом достаточного условия устойчивости [9]

позволяют определить области допустимых значений параметров κ для каждой модели. Одной границей этих областей является прямая $\kappa=1$, а другой — кривые, описываемые уравнениями

$$\kappa_2 = 1 + \frac{4}{a}, \quad (10)$$

$$\kappa_3 = 1 - \frac{p-2}{2a(p-1)}, \quad (11)$$

$$\kappa_4 = 1 - \frac{p-4}{ap}, \quad (12)$$

$$\kappa_5 = 1 - \frac{2p-1}{2a(2p+1)}, \quad (13)$$

$$\kappa_6 = 1 - \frac{2(3p-2)}{a(9p+10)}, \quad (14)$$

$$\kappa_7 = 1 - \frac{2(p+2)}{a}, \quad (15)$$

где $a = (c\tau m)^2$, $p = a + (l\tau)^2$, $c = \sqrt{gH}$.

Индексы у параметров κ соответствуют нумерации схем. В моделях, использующих схемы (5), (6), недостающее вычислительное начальное условие задавалось на основе схемы (2).

Для упрощения анализа предположим, что длины волн не превышают нескольких тысяч километров. Тогда в формулах (10) — (15) $p \approx a$. В этом случае вариации параметров κ_k ($k=2, 7$) в пределах выделенных областей (см. рис. 1) не нарушают условие вычислительной устойчивости. В частности, производя оценку величин этих параметров для масштабов движений, представляемых моделями ($\tau=400$ с, $L=300$ км, $c=280$ м/с и, следовательно, $a=5,5$), получаем, что условие вычислительной устойчивости будет выполнено, если

$$\begin{aligned} 1,00 \leq \kappa_2 \leq 1,73, & \quad 0,93 \leq \kappa_3 \leq 1,00, \\ 0,95 \leq \kappa_4 \leq 1,00, & \quad 0,92 \leq \kappa_5 \leq 1,00, \\ 0,91 \leq \kappa_6 \leq 1,00, & \quad -1,73 \leq \kappa_7 \leq 1,00. \end{aligned} \quad (16)$$

Можно предположить, что качество прогнозов будет выше, если при расчете начального ветра по формуле (9) использовать значения параметров κ_k ($k=2, 7$) из середины интервалов (16), а не значение $\kappa=1$.

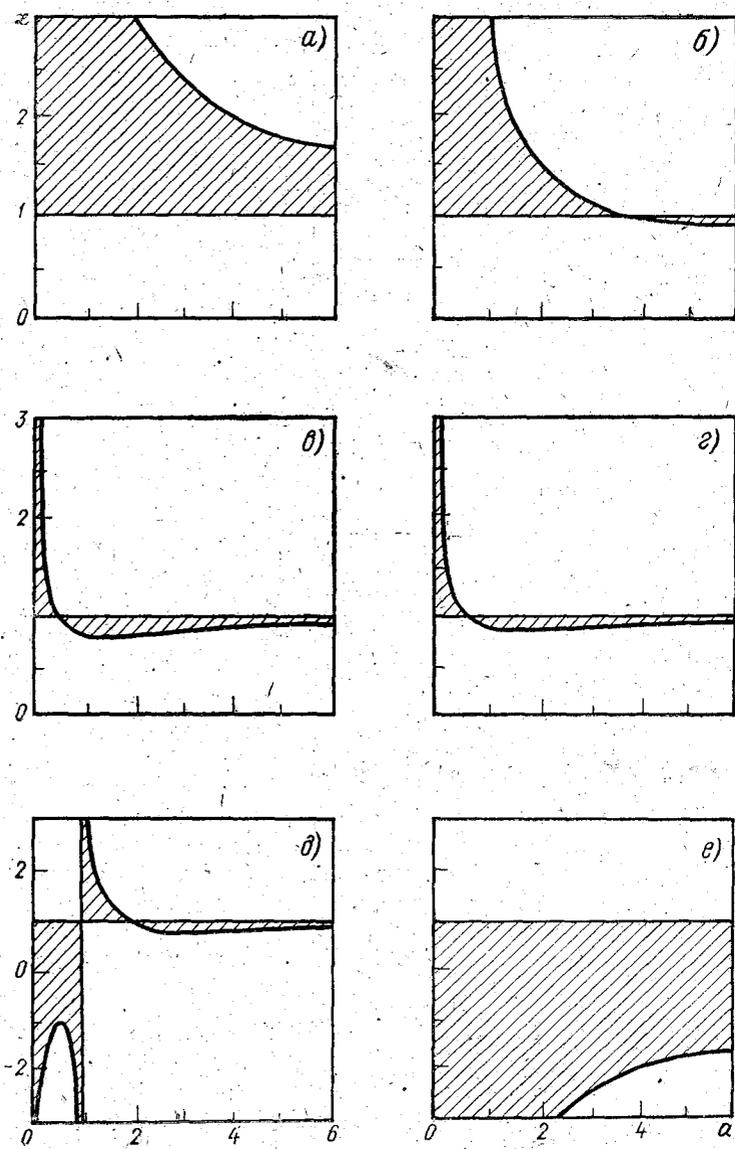


Рис. 1. Области допустимых значений вариаций начального геострофического ветра (заштрихованы) для моделей, использующих схемы интегрирования: Эйлера (а), Хойна (б), центральных разностей (в), Адамса — Бэшфорта (г), Мацуно (д), неявную (е).

Численные эксперименты по исследованию чувствительности.

Рассмотрим систему полных уравнений гидродинамики для баротропной атмосферы. Для этого положим в (1)

$$F = \begin{pmatrix} \Lambda & l & -g \frac{\partial}{\partial x} \\ -l & \Lambda & -g \frac{\partial}{\partial y} \\ -H \frac{\partial}{\partial x} & -H \frac{\partial}{\partial y} & \Lambda \end{pmatrix}, \quad (17)$$

где $\Lambda = -u \frac{\partial}{\partial x} - v \frac{\partial}{\partial y}$.

Для численного интегрирования по времени системы уравнений (1), (17) привлечем схемы (2)–(7). Пространственные производные в (1), (17) аппроксимируем с помощью С-сетки Аракавы [9]. Прогноз будем осуществлять на 12 ч в сеточной области размером 21×21 узлов с шагом 150 км. Шаг по времени при использовании схем интегрирования (2)–(6) выберем равным 4,5 мин, а при использовании неявной схемы (7) — 20 мин. На границах области интегрирования поставим условие неизменности во времени вектора X . В качестве начального поля h возьмем поле высоты изобарической поверхности 500 гПа за 18.01.1984 г. Начальные составляющие скорости ветра u и v зададим следующим образом:

$$u = \kappa U, \quad v = \kappa V, \quad (18)$$

где функции U и V определяются с помощью географических соотношений

$$U = -\frac{g}{l} \frac{\partial h}{\partial y}, \quad V = \frac{g}{l} \frac{\partial h}{\partial x} \quad (19)$$

и решения нелинейного уравнения баланса

$$U = -\frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad V = \frac{\partial \psi}{\partial x}, \quad (20)$$

$$l \nabla^2 \psi + 2 \left[\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} - \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial y} \right)^2 \right] + \frac{\partial l}{\partial y} \frac{\partial \psi}{\partial y} = g \nabla^2 h.$$

В качестве критерия чувствительности модели в работе [10] рекомендуется выбирать функционал, который характеризовал бы меру отклонений между измеренными и рассчитанными с помощью модели значениями вектора состояния. Целесообразно в качестве такого функционала взять среднюю квадратическую ошибку прогноза поля геопотенциала $-\sigma$. Тогда анализ зависимостей $\sigma_h = \sigma_h(\kappa_h)$, $k = 2, 7$ (см. рис. 2), полученных методом прямого моделирования [10] на ЭВМ ЕС — 1066, позволяет судить о чувствительности построенных моделей к вариациям начального ветра.

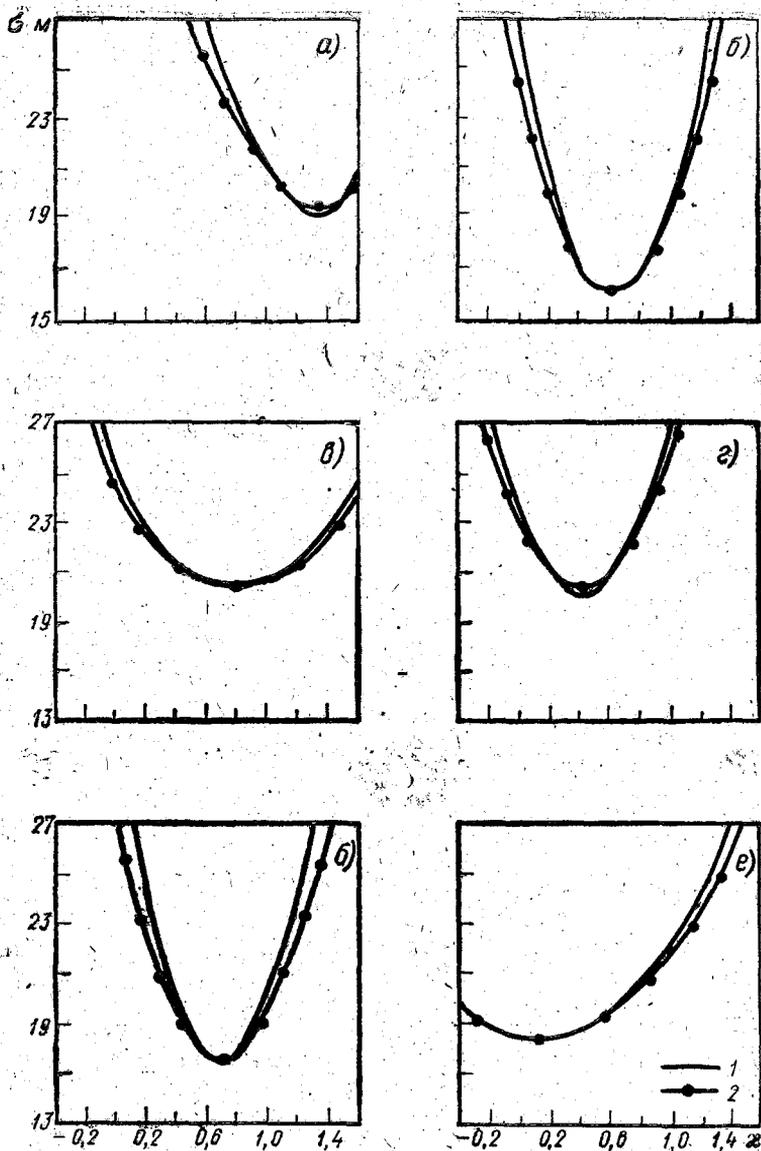


Рис. 2. Зависимости средних квадратических ошибок прогнозов высоты поверхности 500 гПа с помощью моделей, использующих различные схемы интегрирования, от вариаций начального ветра.

1 — начальный геострофический ветер, 2 — начальный соленоидальный ветер. Остальные пояснения см. на рис. 1.

Прежде всего очевидно, что степень чувствительности разных моделей различна. Модели, использующие схемы неявную и центральных разностей, по сравнению с четырьмя другими менее чувствительны к вариациям начального ветра. Кроме того, чувствительность всех рассмотренных моделей выражена несколько слабее к вариациям соленоидального ветра, чем к вариациям геострофического.

Если обозначить через κ_k^{\min} , $k=2,7$, те значения параметров κ_h , при которых функции $\sigma_h(\kappa_h)$ достигают минимума, то легко видеть, что значения κ_k^{\min} , $k=2,7$, приблизительно равны 1,3, 0,7, 0,6, 0,8, 0,4, 0,1 соответственно. Некоторые отличия приведенных значений от указанных в (16) обусловлены использованием разных систем исходных уравнений для построения моделей. При значениях параметров κ_h , $k=2,7$, близких к κ_k^{\min} , чувствительность моделей к вариациям начального ветра выражена слабо, но усиливается при увеличении разности $|\kappa_k^{\min} - \kappa_h|$. Это указывает на важную роль вариаций начального ветра в формировании моделируемых атмосферных процессов.

Таким образом, степень чувствительности моделей к вариациям начального ветра зависит от используемой схемы интегрирования по времени уравнений гидродинамики, от величины параметра κ и от способа задания начального ветра.

С практической точки зрения интересно следующее. При $\kappa_h=1$, $k=2,7$, использование начального соленоидального ветра по сравнению с геострофическим приводит к более успешным прогнозам высоты h , что совпадает с выводами работ [1, 11, 13]. Однако при $\kappa_h=\kappa_k^{\min}$, $k=2,7$, прогнозы с начальным геострофическим ветром не уступают по качеству прогнозам с начальным соленоидальным ветром. В пользу этого вывода свидетельствуют и данные таблицы, в которой приведены осредненные по 6 случаям средние квадратические относительные ошибки прогноза высоты поверхности 500 гПа при различных способах задания начального ветра. Анализ этих данных показывает также, что в случае использования начального геострофического ветра, рассчитанного по формулам (18), (19) при значениях $\kappa_h=\kappa_k^{\min}$, $k=2,7$, по сравнению с использованием начального соленоидального ветра при $\kappa_h=1$ относительная ошибка прогнозов уменьшилась примерно на 28, 18, 8, 2, 22, 13 процентов для моделей на основе схем (2)–(7) соответственно. Разумеется эти оценки являются предварительными.

Средние квадратические относительные ошибки прогнозов высоты поверхности
500 гПа при различном задании начального ветра

Схема, используемая в модели	Начальный ветер	
	геострофический	соленоидальный
Эйлера	0,86	0,85
	0,62	0,63
Мацуно	0,87	0,85
	0,71	0,71
Хойна	0,89	0,84
	0,81	0,82
центральных разностей	0,89	0,88
	0,87	0,87
Адамса — Бэшфорта	0,93	0,92
	0,73	0,74
невная	0,78	0,76
	0,68	0,68

Примечание. В числителе — величина ошибки при $\kappa_k = 1$, в знаменателе — при $\kappa_k = \kappa_k^{\min}$, $k = 2, 7$.

Выводы

Исследована чувствительность численных моделей атмосферы, различающихся схемами численного интегрирования по времени уравнений гидродинамики, к начальному геострофическому и начальному соленоидальному ветру. Полученные результаты указывают на важную роль вариаций начального ветра в формировании моделируемых атмосферных процессов.

Установлено, что степень чувствительности построенных моделей к вариациям начального ветра различна и зависит от используемой схемы интегрирования по времени уравнений гидродинамики, от способа задания начального ветра и от значения параметра κ . Следствием этого является то, что наилучшее качество численных прогнозов по предварительным оценкам достигается в случае использования начального геострофического ветра, рассчитанного по формулам (18), (19) со значением параметра $\kappa = \kappa^{\min}$, соответствующего схеме интегрирования по времени уравнений гидродинамики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов П. Н. Численные методы прогноза погоды. — Л.: Гидрометеонадат, 1975.
2. Белоусов С. Л. и др. Оперативная модель численного прогноза метеоэлементов по северному полушарию. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 212.

3. *Бортников С. А.* Гидродинамический краткосрочный прогноз в тропосфере и стратосфере для авиации. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1984, вып. 239.
4. *Дегтярев А. И.* О значимости начальных данных о ветре в гидродинамических прогностических экспериментах. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1986, вып. 280.
5. *Кадышников В. М., Багров А. Н., Лосев В. М.* К использованию реального ветра при численном краткосрочном прогнозе погоды. — Метеорология и гидрология, 1986, № 12.
6. *Кричак С. О.* Неадиабатическая модель атмосферы по полным уравнениям для прогноза метеорологических элементов над Европой. — Метеорология и гидрология, 1981, № 7.
7. *Курбаткин Г. П., Каримов А. У., Синяев В. Н.* Результаты использования начальных данных о ветре в моделях прогноза барического поля. — Метеорология и гидрология, 1979, № 5.
8. *Макошко А. А., Панин Б. Д.* Об одном эффективном алгоритме инициализации. — Тр. ЛГМИ, 1984, вып. 84.
9. *Мезингер Ф., Аракава А.* Численные методы, используемые в атмосферных моделях. — Л.: Гидрометеоздат, 1979.
10. *Пененко В. В.* Методы численного моделирования атмосферных процессов. — Л.: Гидрометеоздат, 1981.
11. *Ривин Г. С., Уразалина З. К.* К проблеме инициализации. — Тр. ЗСРНИГМИ, 1980, вып. 46.
12. *Хинкельман К.* Полные уравнения. — В кн.: Лекции по численным методам краткосрочного прогноза погоды. Л., Гидрометеоздат, 1969.
13. *Charney J.* The use of primitive equation of motion in numerical prediction. — Tellus, 1955, vol. 7, N 1.

О ДИНАМИКЕ СИНОПТИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ В БАРОКЛИННОЙ АТМОСФЕРЕ

В [2, 3] сформулированы качественные правила условий вихреобразования в атмосфере и приведены результаты их проверки. Основной вывод, вытекающий из [2, 3], состоит в следующем: в процессах зарождения атмосферных синоптических вихрей (СВ) — циклонов и антициклонов — роль адвекции температуры (точнее, роль адвекции виртуальной температуры) по существу является определяющей. К настоящему времени получено большое количество синоптических и статистических данных, свидетельствующих о важной роли горизонтальной бароклинности в зарождении и эволюции СВ [4].

В настоящей работе предпринята попытка на основе численного моделирования оценить правильность основных качественных правил вихреобразования в атмосфере, сформулированных в [2, 3]. При этом мы ограничимся в первом приближении изучением эволюции средних по вертикали течений, называемых баротропной модой бароклинных потоков. Это означает, что рассматриваемые образования идеализируются в виде мощных синоптических бароклинных вихрей, проникающих глубоко в атмосферу и имеющих, следовательно, большую баротропную компоненту движения.

Исходная система уравнений, описывающая динамику атмосферы при отсутствии притоков тепла, вязкости и теплопроводности в квазидекартовой системе координат (оси Ox , Oy , Oz направлены соответственно на восток, север, вертикально вверх), имеет следующий вид [1]:

$$\begin{aligned}
 \partial_t(\rho u) + \partial_x(\rho u^2) + \partial_y(\rho uv) + \partial_z(\rho uw) &= -\partial_x p + fv, \\
 \partial_t(\rho v) + \partial_x(\rho uv) + \partial_y(\rho v^2) + \partial_z(\rho vw) &= -\partial_y p - fu, \\
 g\rho &= -\partial_z p, \\
 \partial_t \rho + \partial_x(\rho u) + \partial_y(\rho v) + \partial_z(\rho w) &= 0, \\
 \partial_t(\rho T) + \partial_x(\rho uT) + \partial_y(\rho vT) + \partial_z(\rho wT) - \\
 - c_p^{-1}(\partial_t p + u\partial_x p + v\partial_y p + w\partial_z p) &= 0, \\
 p &= \rho RT.
 \end{aligned} \tag{1}$$

Здесь $\partial_t \equiv \partial/\partial t$; $\partial_x \equiv \partial/\partial x$; $\partial_y \equiv \partial/\partial y$; $\partial_z \equiv \partial/\partial z$; остальные обозначения общепринятые. Введем специальные символы осреднения по высоте:

$$\hat{a} = \int_0^{\infty} a dz; \quad \bar{a} = \hat{\rho}^{-1} \int_0^{\infty} \rho a dz. \quad (2)$$

С учетом (2) результат интегрирования системы уравнений (1) по высоте в пределах от нуля до бесконечности имеет вид

$$\begin{aligned} \partial_t U + U \partial_x U + V \partial_y U &= -Q^{-1} \partial_x P + fV, \\ \partial_t V + U \partial_x V + V \partial_y V &= -Q^{-1} \partial_y P - fU, \\ \partial_t Q + U \partial_x Q + V \partial_y Q + Q(\partial_x U + \partial_y V) &= 0, \\ \partial_t T + U \partial_x T + V \partial_y T + RT(\partial_x U + \partial_y V) c_p^{-1} &= 0, \\ P &= QRT, \end{aligned} \quad (3)$$

где $U = \bar{u}$; $V = \bar{v}$; $T = \bar{T}$; $Q = \hat{\rho}$, $P = \hat{p}$. При выводе уравнений (3) приняты следующие физические допущения:

а) $\rho \omega \rightarrow 0$ при $z \rightarrow \infty$ — отсутствие потока массы на бесконечности;

б) $\omega = 0$ при $z = 0$ — непротекание жидкости через нижнюю границу.

Вычитание результатов дифференцирования второго и первого уравнений системы (3) соответственно по x и y позволяет получить прогностическое уравнение для функции ζ , являющейся аналогом вихря скорости:

$$\begin{aligned} \partial_t \zeta + U \partial_x \zeta + V \partial_y \zeta &= \\ &= -\beta V - D(f + \zeta) - Q^{-2}(\partial_y Q \partial_x P - \partial_x Q \partial_y P), \end{aligned} \quad (4)$$

где $\beta = \partial_y f$; $f = f_0 + \beta y$; $\zeta = \partial_x V - \partial_y U$; $D = \partial_x U + \partial_y V$.

Если воспользоваться уравнением состояния, согласно которому

$$P^{-1} \partial_s P = Q^{-1} \partial_s Q + T^{-1} \partial_s T, \quad s = x, y, \quad (5)$$

и привлечь выражения для составляющих аналога геострофического ветра

$$V_g = (fQ)^{-1} \partial_x P, \quad U_g = -(fQ)^{-1} \partial_y P, \quad (6)$$

тогда последнее слагаемое (бароклинное) правой части уравнения (4) примет вид

$$\begin{aligned} -Q^{-2}(\partial_y Q \partial_x P - \partial_x Q \partial_y P) &= \\ &= f/T (U_g \partial_x T + V_g \partial_y T). \end{aligned} \quad (7)$$

С учетом выражения (7) уравнение (4) принимает следующую форму:

$$\begin{aligned} \partial_t \zeta + U \partial_x \zeta + V \partial_y \zeta &= \\ &= fT^{-1} (U_g \partial_x T + V_g \partial_y T) - \beta V - D(f + \zeta). \end{aligned} \quad (8)$$

Путем сложения результатов дифференцирования первого и второго уравнений системы (3) соответственно по x и y можно получить следующее прогностическое уравнение для функции D , являющейся аналогом дивергенции скорости потока:

$$\begin{aligned} \partial_t D + U \partial_x D + V \partial_y D + (\partial_x U)^2 + 2 \partial_x V \partial_y U + (\partial_y V)^2 = \\ = f \zeta - \beta U - Q^{-1} \nabla^2 P + Q^{-2} (\partial_x P \partial_x Q + \partial_y P \partial_y Q). \end{aligned} \quad (9)$$

В результате осуществленных преобразований двумерная система уравнений (3), описывающая динамику двумерной бароклиной пленки в поле кориолисовой силы, переходит в систему вида

$$\begin{aligned} \partial_t \zeta + U \partial_x \zeta + V \partial_y \zeta = -\beta V - D(f + \zeta) + (f/T) (U_g \partial_x T + V_g \partial_y T), \\ \partial_t D + U \partial_x D + V \partial_y D + (\partial_x U)^2 + 2 \partial_x V \partial_y U + (\partial_y V)^2 = \\ = f \zeta - \beta U - Q^{-1} \nabla^2 P + (f^2/RT) (V_g^2 + V_g^2) + (f/T) (U_g \partial_x T - V_g \partial_y T), \\ \partial_t Q + U \partial_x Q + V \partial_y Q + QD = 0, \\ \partial_t T + U \partial_x T + V \partial_y T + (RT/c_p) D = 0, \\ P = QRT, \quad U_g = - (fQ)^{-1} \partial_y P, \quad V_g = (fQ)^{-1} \partial_x P, \\ \zeta = \partial_x V - \partial_y U, \quad D = \partial_x U + \partial_y V. \end{aligned} \quad (10)$$

Разложим вектор скорости на бездивергентную и безвихревую компоненты:

$$U = -\partial_y \Psi + \partial_x \Phi, \quad V = \partial_x \Psi + \partial_y \Phi, \quad (11)$$

где Ψ — функция тока; Φ — потенциал скорости. Будем считать, что движение бездивергентно. Тогда $D = 0$, $\zeta = \nabla^2 \Psi$ и система уравнений (10) сводится к следующим уравнениям:

$$\begin{aligned} \nabla^2 (\partial_t \Psi) + J[\Psi, \nabla^2 (\Psi + f)] = (f/T) J(\Psi, T), \\ 2[(\partial_{xy} \Psi)^2 - \partial_{xx} \Psi \cdot \partial_{yy} \Psi] - f \nabla^2 \Psi - \beta \partial_y \Psi - (f^2/RT) \times \\ \times [(\partial_x \Psi)^2 + (\partial_y \Psi)^2] + (f/T) (\partial_x \Psi \partial_y T + \\ + \partial_y \Psi \partial_x T) = -Q^{-1} \nabla^2 P, \\ \partial_t T - J(\Psi, T) = 0, \quad P = QRT, \end{aligned} \quad (12)$$

где $J(a, b) = \partial_x a \partial_y b - \partial_y a \partial_x b$ — якобиан.

Система уравнений (12) содержит четыре уравнения (два из которых прогностические) и имеет четыре неизвестных: Ψ , P , Q и T . Для получения однозначного решения в начальный момент времени t_0 требуется задание двух функций (например, Ψ и T), тогда Q и P могут быть найдены с помощью диагностических соотношений, входящих в (12).

Решение задачи ищется в ограниченной области Ω . Для постановки боковых граничных условий используется методика И. Орланского [6], заключающаяся в вычислении фазовой скорости рас-

пространения возмущений в поле Ψ вблизи границы из условия радиационного баланса Зоммерфельда [6]:

$$\partial_t \Psi + c_\Phi \partial_n \Psi = 0, \quad (13)$$

где c_Φ — фазовая скорость, нормальная к границе; n — нормаль к границе. При таком способе задания граничных условий граничные значения определяются либо особого рода интерполяцией из внутренних точек области, если фазовая скорость движения вблизи границы направлена из расчетной области, либо остаются неизменными, если c_Φ направлена внутрь области расчетов.

Фазовая скорость может быть определена по полю Ψ вблизи границы в момент времени, непосредственно предшествующий моменту определения Ψ из первого уравнения системы (10):

$$c_\Phi = - \partial_t \Psi / \partial_n \Psi. \quad (14)$$

После вычисления c_Φ вблизи границы по соотношению (14) определяется Ψ на самой границе по уравнению (13) с помощью интерполяции из внутренней части области на ее границу. Таким образом, фазовая скорость для граничной точки j определяется так ($j-1$ — точка сетки внутри области Ω , отстающая от j -й точки на один шаг сетки Δs):

$$c_\Phi = \begin{cases} c_\Phi^* & \text{при } 0 \leq c_\Phi^* \leq \Delta s / \Delta t, \\ 0 & \text{при } c_\Phi^* < 0, \\ \Delta s / \Delta t & \text{при } c_\Phi^* > \Delta s / \Delta t, \end{cases}$$

$$c_\Phi^* = [(\Psi_{j-1}^k - \Psi_{j-1}^{k-1}) / (\Psi_{j-1}^k - \Psi_{j-2}^k)] (\Delta s / \Delta t).$$

Здесь Δt — шаг по времени; k — номер временного шага. Принято, что $c_\Phi > 0$, если c_Φ направлена вовне, и $c_\Phi < 0$ если она направлена извне в область расчетов.

Аналогично осуществляется постановка боковых граничных условий для T и P . Область решения задачи определим следующим образом:

$$\Omega_t = \{ \Omega \cdot [t_0, \bar{t}] \}, \quad \Omega = (0 \leq x \leq X, \quad 0 \leq y \leq Y).$$

Здесь $[t_0, \bar{t}]$ — интервал изменения времени. Введем в Ω_t сеточную область Ω_t^h как прямое произведение одномерных сеток:

$$\Omega_t^h = \omega_x^h \cdot \omega_y^h \cdot \omega_t^h,$$

где ω_x , ω_y , ω_t — сетки в направлениях координат x , y , t . Считаем, что сетка регулярна в направлении осей x и y , т. е. $\Delta x = \Delta y = \Delta s$. В каждый фиксированный момент времени $t \in \omega_t$ функции Ψ , T , P и Q аппроксимируются на сетке $\omega_x^h \omega_y^h$.

Решение первого уравнения системы (12), являющегося уравнением Пуассона относительно функции $\partial_t \Psi$, осуществляется на основе итерационного экстраполированного метода Либмана. Для

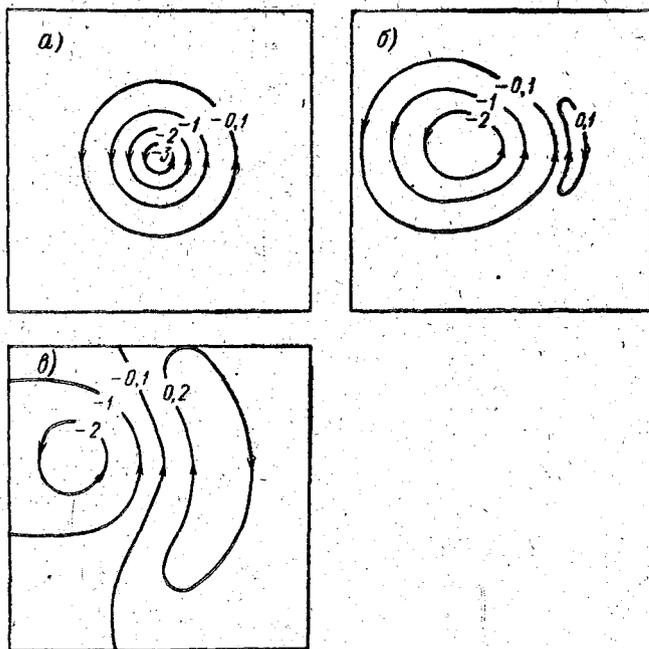


Рис. 1. Эволюция уединенного баротропного циклонического вихря: а, б, в — функция тока в начальный момент времени через 4 и 8 суток соответственно. (за единицу измерения принято $0,3 \cdot 10^9 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$).

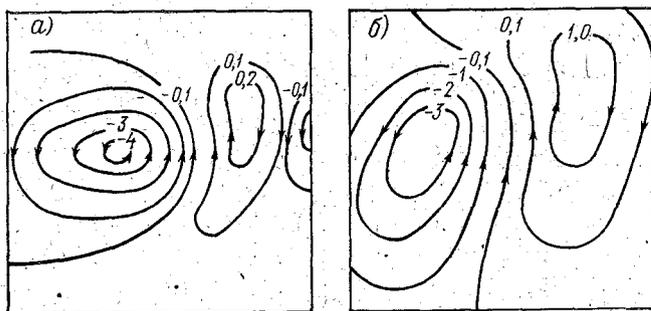


Рис. 2. Эволюция уединенного циклонического вихря в бароклинной атмосфере через 4 (а) и 8 (б) суток.

решения уравнения притока тепла (третье уравнение системы (12)) используется схема Мацуно. Поле P находится в результате интегрирования уравнения баланса (второе уравнение системы (12)), являющегося уравнением Пуассона относительно функции P . Решается это уравнение посредством итерационного метода Либмана.

Перейдем к рассмотрению результатов численных экспериментов. В первой серии численных экспериментов изучалась эволюция уединенного циклонического вихря в баротропной атмосфере, т. е. во всей области Ω поле температуры считалось однородным ($T = \text{const}$). В этом случае бароклинический член, входящий в правую часть уравнения вихря скорости, оказывался равным нулю и трансформация вихря осуществлялась лишь под действием β -эффекта и эффектов нелинейности. Начальные условия формулируются следующим образом. В Ω задается невозмущенное поле функции тока: $\Psi(x, y) = \bar{\Psi} = 7 \cdot 10^8 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. На фоне этого невозмущенного состояния вводится одиночный выброс, амплитуда которого $\Delta \Psi = -0,3 \cdot 10^7 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Выброс локализован в центре начального вихря. После этого поле Ψ подвергается неоднократному сглаживанию с помощью косинус-фильтра [5] (в случае трехкратного сглаживания начальный вихрь концентрируется на семи точках сетки, в случае четырехкратного — на девяти и т. д.). В результате получаются концентрические окружности в поле Ψ вокруг избранного центра.

В первом численном эксперименте задавалось распределение функции Ψ , моделирующее циклоническое вихревое образование в атмосфере, которое имеет диаметр 2000 км. На рис. 1 показана эволюция циклонического вихря в баротропной атмосфере. Как видно, первоначальный циклонический вихрь, представленный правильными концентрическими окружностями в поле Ψ , с течением времени деформируется: β -эффект вызывает дисперсию вихря и смещение его центра к западу. На четвертые сутки восточнее основного вихря формируется слабая замкнутая циркуляция антициклонического типа, что также является следствием β -эффекта. В дальнейшем вихревое поле продолжает изменяться качественно таким же образом, как и за первые четверо суток: центр первоначального вихря еще более смещается к западу, а интенсивность вихря уменьшается более чем вдвое. Если при t_0 амплитуда $\Delta \Psi$ в центре вихря равнялась $-1,2 \cdot 10^7 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, то на шестые сутки это значение уменьшается по абсолютной величине до $-0,54 \cdot 10^7 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Согласно численным экспериментам, вихрь диссипирует за время ≈ 14 суток.

В следующей серии численных экспериментов исследовалась эволюция уединенного циклонического вихря в бароклинической атмосфере, имеющей контраст температур $\Delta T = 20^\circ \text{C}$ в направлении север-юг. Результаты расчетов, представленные на рис. 2, показывают, что учет бароклиничности приводит к новым физическим

эффектам в трансформации вихря. Прежде всего следует отметить, что интенсивность вихря в первые шесть суток возрастает. Это нарастание интенсивности происходит до тех пор, пока холодный воздух не вытеснит теплый из южных областей вихря. Одновременно с этим на вторые сутки восточнее основного вихря формируется антициклоническая циркуляция, интенсивность которой со временем возрастает. На четвертые сутки образовывается вторичный циклонический вихрь, локализующийся восточнее антициклонической циркуляции. Эти эффекты, не наблюдавшиеся в баротропной атмосфере, полностью обусловлены атмосферной бароклинностью (горизонтальными контрастами температуры).

Геофизическая интерпретация результатов численных экспериментов состоит в следующем. Как известно, при выходе тропического циклона в средние широты может сложиться ситуация, когда циклон у точки поворота встречается с полярным фронтом. При взаимном сближении циклона и полярного фронта холодный воздух входит в область циклона, причем тропический воздух образует теплый сектор и циклон приобретает термическую асимметрию. Вследствие этого скорость перемещения циклона возрастает, размеры его увеличиваются, а свойства приближаются к свойствам внетропических циклонов.

Известен также факт, что регенерация внетропических циклонов, уже начавших заполняться (после окклюдирования), является прежде всего результатом внедрения в область циклона свежей массы холодного воздуха и усиления или возникновения заново температурного контраста в области циклона.

Выводы

Численные эксперименты, проведенные с двумерной моделью атмосферы, описывающей движение бароклинной пленки в поле силы Кориолиса, позволяют утверждать, что прогноз эволюции СВ в атмосфере возможен лишь с помощью моделей, учитывающих бароклинность атмосферы. В противном случае картина развития СВ может оказаться искаженной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кибель И. А. Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды. — М.: Гостехиздат, 1957. — 357 с.
2. Матвеев Л. Т. Качественные правила условий вихреобразования в атмосфере и некоторые результаты проверки их. — Метеорология и гидрология, 1956, № 4, с. 28—31.
3. Матвеев Л. Т., Зябриков В. А. О качественном условии вихреобразования в атмосфере. — Метеорология и гидрология, 1958, № 7, с. 42—47.
4. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1973. — 615 с.
5. Сеидов Д. Т., Жихарев Г. М. Локальный прогноз течений синоптического масштаба в открытом океане. — Изв. АН СССР. ФАО, 1981, т. 17, № 2, с. 190—197.
6. Orlanski I. A simple boundary conditions for unbounded hyperbolic flows. — J. Comput. Phys., 1976, v. 21, N 3, p. 251—269.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРЫ ПРИ ОЦЕНКЕ ЭВОЛЮЦИИ БАРИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В данной статье приведены результаты оценки кинетической E_k и доступной (эффективной) потенциальной E_g энергии для ряда циклонов умеренных широт. Первичным материалом для выполнения расчетов послужили приземные карты погоды и барической топографии уровней 850, 700, 500, 300 и 200 гПа. С этих карт в узлах прямоугольной сетки с шагом 250 км снимались исходные данные за сроки 03 и 15 ч, которые и использовались для выполнения расчетов на ЭВМ.

Кинетическая энергия находилась по формуле

$$E_k = 1/2g S \int_P^{P_0} \int_{(S)} v^2 dP dS = 1/2g N \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^N V_{ij}^2 \Delta P_i, \quad (1)$$

где N — число точек на поверхности $P = \text{const}$; n — число слоев, P_0 и P — давление на нижней и верхней границах слоя [2].

Для оценки E_g циклона за основу было взято выражение

$$E_g = 1/2S \int_P^{P_0} \int_{(S)} \frac{T'^2}{\bar{T}(\gamma_a - \bar{\gamma})} dP dS = 1/2N \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^N \frac{T'_{ij}{}^2}{\bar{T}_i(\gamma_a - \bar{\gamma}_i)} \Delta P_i, \quad (2)$$

где S — площадь циклона, определяемая последней замкнутой изобарой на синоптической карте; T'_{ij} — отклонение температуры в фиксированной точке от ее среднего значения \bar{T}_i на поверхности $p = \text{const}$; $\gamma_a - \bar{\gamma}_i$ — разность между адиабатическим и средним градиентом стратификации.

Изменение E_g за счет радиационных притоков тепла и притоков, обусловленных конденсацией водяного пара, в системе подвижного циклона рассчитывалось по формулам (2, 3):

$$\delta E_g / \delta t = 1/c_p S \int_P^{P_0} \int_{(S)} \frac{1}{\bar{T}(\gamma_a - \bar{\gamma})} T' \varepsilon' dP dS, \quad (3)$$

где c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении; ε' — отклонение притока тепла от его среднего значения [2].

Первый из рассмотренных циклонов развивался из волны, которая на карте за 03 ч 7 декабря 1981 г. прослеживалась над районом Западной Украины и имела одну замкнутую изобару 1010 гПа. В данной стадии максимальное значение кинетической энергии для слоя ($P_0 - 200$) гПа (3700—3800 кДж/м), наблюдалось в холодной воздушной массе в зоне холодного фронта. Средняя доступная энергии в этой стадии составляла 334 кДж/м.

В течение последующих суток средняя кинетическая энергия всего столба в области волны понизилась на 762 кДж/м, а средняя доступная возросла на 49 кДж/м. Особенно значительное уменьшение кинетической энергии произошло в слое 700—300 гПа (более чем на 500 кДж/м). После этого началось интенсивное углубление циклона, которое продолжалось до 15 ч 10 декабря. С 15 ч 7 декабря в данном циклоне наблюдалось быстрое увеличение E_g во всем столбе атмосферы, особенно в слое 700—300 гПа.

Максимального развития циклон достиг к 15 ч 10 декабря. К этому времени наибольшие запасы E_g оказались сосредоточенными на юго-восточной периферии циклона в области фронтальных разделов, где они составили 3000—3500 кДж/м.

Средняя доступная потенциальная энергия увеличилась до 15 ч 9 декабря, что особенно было выражено в нижней половине тропосферы. После этого наблюдалось заметное уменьшение E_g .

Примечательно, что в данном случае уменьшение средней E_g началось почти за сутки до заполнения циклона. По полученным данным относительное изменение E_g в стадии волнового циклона составило 5,8%, в стадии заполнения 11,0%. Наибольшее абсолютное значение изменчивости E_g за счет притоков длинноволнового излучения было отмечено в слоях 500—300 гПа (от 9,6 до 19,8 кДж/м·сут), а также 1000—850 гПа в стадии заполнения циклона (14,4 кДж/м·сут), наименьшее — 700—500 гПа (от 0,7 до 2,1 кДж/м·сут).

В стадии волны изменение E_g за счет конденсационного притока тепла незначительно. По мере углубления циклона вклад данного фактора увеличивается, достигая своего максимума в третьей стадии своего развития. По своей величине изменение E_g вследствие конденсационных притоков тепла сравнимо с суммарным изменением доступной энергии.

Выводы

1. Образованию волнового циклона предшествует значительный рост E_g и E_k в столбе атмосферы 1000—200 гПа.

2. Если в момент появления первой замкнутой изобары на синоптической карте наблюдается резкое уменьшение E_k в столбе атмосферы 1000—200 гПа над областью волны, то при этом имеет место значительное углубление циклона; если же в указанный момент времени запасы E_k над областью волны продолжают увеличиваться, то происходит незначительное углубление или же постепенное заполнение циклона.

3. Средняя доступная потенциальная энергия достигает максимальных значений примерно за 24—36 ч до наступления заполнения циклона. В последние же 12—24 ч, предшествующих началу заполнения циклона, наблюдается более интенсивное уменьшение E_g в столбе атмосферы 1000—200 гПа.

4. В стадии волнового циклона радиационные притоки тепла приводят к уменьшению E_g , а в стадии максимального развития и заполнения к ее увеличению. Относительное изменение E_g за счет указанного фактора составило от 2,5 до 11%.

5. Изменение E_g за счет конденсационных притоков тепла оказалось такого же порядка, как и ее суммарное изменение, что особенно выражено в двух средних стадиях развития циклона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Практикум по синоптической метеорологии и учебный синоптический Атлас / Под ред. проф. А. С. Зверева. Л., Гидрометеоиздат, 1972.

2. Ременсон В. А., Титов С. И. Оценка влияния радиационных притоков тепла на создание энергетических контрастов при циклогенезе. — Тр. ЛВИКА им. А. Ф. Можайского, 1969, № 95.

3. Ременсон В. А., Титов С. И. Способ учета влияния конденсационного притока тепла на вертикальные токи. — Тр. ЛВИКА им. А. Ф. Можайского, 1970, № 558.

О ТРАНСФОРМАЦИИ ПОЛЕЙ ВЕТРА И ТЕМПЕРАТУРЫ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ НАД ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ

Роль атмосферных фронтов в формировании погоды общеизвестна. При их прохождении увеличивается облачность, идут осадки, усиливается ветер, иногда до очень больших скоростей. Над водной поверхностью увеличение скорости ветра носит иногда скачкообразный характер. Последнее обстоятельство обычно связывают с наличием в зоне фронта большой плотности термодинамических соленидов. Интересно отметить, что усиление ветра при прохождении фронтов над водной поверхностью не поддается обычным способам прогноза: в одних случаях в зоне фронта на суше часто ветер усиливается незначительно по сравнению с внефронтальной зоной, а над водной поверхностью возрастает в 2—2,5 раза, в других такого возрастания не наблюдается, ветер остается почти таким же, как и на суше. И наконец, бывают случаи, когда над водной поверхностью при прохождении фронта ветер оказывается слабее, чем на берегу.

Как известно, число термодинамических соленидов определяет величину ускорения циркуляции $d\Gamma/dt = \pm N$, в связи с чем в зоне фронта скорости ветра больше, чем в соседних районах. Интенсивность циркуляции будет возрастать до тех пор, пока ускоряющее действие соленидов не будет компенсировано тормозящим действием внутреннего трения, возрастающего вместе с ростом скорости [1, 2].

Принимая во внимание трение, рассмотрим циркуляцию в зоне фронта в плоскости x, z при x , перпендикулярном изотермам. Основной причиной циркуляции считается наличие термодинамических соленидов в зоне фронта. Сила трения предполагается пропорциональной квадрату скорости и направленной в обратную сторону.

Уравнение движения может быть записано в следующем виде:

$$\frac{d\bar{v}}{dt} + k\bar{v}^2 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} g, \quad (1)$$

Здесь \bar{v} — средняя скорость циркуляции в зоне фронта; $\frac{\partial P}{\partial n}$ — сила барического градиента (составляющие по осям x и y); g — ускорение свободного падения.

Умножим уравнение (1) скалярно на $d\vec{l}$ ($d\vec{l}$ — элемент замкнутого контура)

$$\frac{d\bar{v}}{dt} d\vec{l} + k\bar{v}^2 d\vec{l} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} d\vec{l} - g d\vec{l}.$$

Проинтегрируем по выбранному замкнутому контуру L

$$\oint_L \frac{d\bar{v}}{dt} d\vec{l} + \oint_L k\bar{v}^2 d\vec{l} = - \oint_L \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} d\vec{l} - \oint_L g d\vec{l}.$$

Получим

$$\frac{d\bar{v}}{dt} L + k\bar{v}^2 L = - \oint \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} d\vec{l}. \quad (2)$$

При этом $\oint g d\vec{l} = 0$, так как потенциальная сила зависит только от начальной и конечной точек пути;

$$- \oint \frac{dP}{\rho} = - R \oint T d \ln P.$$

В правой системе координат обход контура производится против часовой стрелки:

$$\begin{aligned} - R \oint T d \ln P &= - R \oint T d \ln P = - R \left[\int_{ab} T d \ln P + \right. \\ &+ \left. \int_{cd} T d \ln P + \int_{da} T d \ln P \right] = - R \left[\int_{bc} T d \ln P + \int_{da} T d \ln P \right] = \\ &= - R \left[\int_{P_0}^{P_1} T d \ln P + \int T d \ln P \right] = - R [T_b (\ln P_1 - \ln P_0) + \\ &+ T_a (\ln P_0 - \ln P_1)] = R \ln P_0 / P_1 (T_b - T_a); \end{aligned}$$

На участках ab и cd $d \ln P = 0$, так как $P = \text{const}$. Тогда (2) можно записать в виде

$$\frac{d\bar{v}}{dt} + k\bar{v}^2 = \frac{R}{L} \ln \frac{P_0}{P_1} (T_b - T_a).$$

Разделим обе части уравнения на L

$$\frac{d\bar{v}}{dt} + k\bar{v}^2 = \frac{R}{L} \ln \frac{P_0}{P_1} (T_b - T_a),$$

где $R = 2,88 \cdot 10^2 \text{ м}^2/\text{град} \cdot \text{с}^{-2}$ — универсальная газовая постоянная для воздуха.

Введем величину $G = \ln P_0/P_1$, которая будет постоянной при фиксированном пути интегрирования

$$\frac{d\bar{v}}{dt} + k\bar{v}^2 = G(T_b - T_a).$$

Здесь T_b — температура перед фронтом; T_a — температура за фронтом; $(T_b - T_a) = \Delta T$ — контраст температуры на фронте. Тогда

$$\frac{d\bar{v}}{dt} + k\bar{v}^2 = G \Delta T = b.$$

За время смещения фронта на водоем и прохождения через него значение ΔT может изменяться или оставаться неизменным. В случае неизменного ΔT можно записать

$$\frac{d\bar{v}}{dt} + k\bar{v}^2 = b, \quad (3)$$

где $b = G \Delta T = \text{const}$. Если ΔT изменяется, то

$$\Delta(\Delta T) = \Delta T_0 + \ln T.$$

Тогда

$$\frac{d\bar{v}}{dt} + k\bar{v}^2 = G(\Delta T_0 + a_1 t)$$

или

$$\frac{d\bar{v}}{dt} + k\bar{v}^2 = b + Ga_1 t = b + at,$$

где $a = Ga_1$,

т. е.

$$\frac{d\bar{v}}{dt} + k\bar{v}^2 = b + at. \quad (4)$$

Решим уравнение (3):

$$\frac{d\bar{v}}{dt} + k\bar{v}^2 = b,$$

где $b = G \Delta T = \text{const}$.

Это дифференциальное уравнение с разделяющимися переменными

$$\frac{d\bar{v}}{b - k\bar{v}^2} = dt.$$

Интегрируя его, получим

$$1/\sqrt{bk} \text{Arth} \sqrt{k/b} v = t + c. \quad (5)$$

Для нахождения c воспользуемся начальными условиями при $t=0$ $v=v_0$. Тогда

$$c = \frac{1}{\sqrt{bk}} \operatorname{Arth} \sqrt{\frac{k}{b}} v_0.$$

Подставим в (5)

$$\begin{aligned} \frac{1}{\sqrt{bk}} \operatorname{Arth} \sqrt{\frac{k}{b}} \bar{v} &= t + \frac{1}{\sqrt{bk}} \operatorname{Arth} \sqrt{\frac{k}{b}} v_0, \\ \frac{1}{\sqrt{bk}} \left(\operatorname{Arth} \sqrt{\frac{k}{b}} \bar{v} - \operatorname{Arth} \sqrt{\frac{k}{b}} v_0 \right) &= t. \end{aligned} \quad (6)$$

По известной формуле разностей Arth можно записать (6)

$$\operatorname{Arth} \frac{\sqrt{\frac{k}{b}} (\bar{v} - v_0)}{1 - \frac{k}{b} \bar{v} v_0} = \sqrt{bk} t$$

или

$$\operatorname{th}(\sqrt{bk} t) = \frac{\sqrt{k/b} (\bar{v} - v_0)}{1 - k/b (\bar{v} v_0)}.$$

Отсюда

$$\bar{v} = \frac{v_0 \sqrt{bk} + b \operatorname{th}(\sqrt{bk} t)}{\sqrt{bk} + kv_0 \operatorname{th}(\sqrt{bk} t)}. \quad (7)$$

Рассмотрим решение уравнения (4):

$$\frac{d\bar{v}}{dt} + k\bar{v}^2 = b + at.$$

Это дифференциальное уравнение решается методом последовательных приближений (метод Пикара):

$$\left. \begin{aligned} v_1 &= v_0 + \int_0^t (b + at - kv_0^2) dt = v_0 + bt + a/(2t^2) - kv_0^2 t, \\ v_2 &= v_0 + \int_0^t (b + at - kv_1^2) dt = v_0 + bt + a/(2t^2) - \int_0^t kv_1^2 dt = \\ &= v_1 - t^2(kv_0 b - k^2 v_0^3) - t^3/3 (ka v_0 + kb^2 - 2k^2 b v_0^2 + k^3 v_0^4 - \\ &\quad - t/4 (kab - k^2 a v_0^2) - (t^5/5) (a^2/4 k), \\ v_3 &= v_0 + bt + a/(2t^2) - \int_0^t kv_2 dt. \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

Формулы (7) и (8) можно использовать для вычисления ветра на фронте, так как все входящие в них величины могут быть сняты с карт погоды. Среди всех параметров наиболее сложно определить величину L . Использовать какую-либо фиксированную (среднюю) L при расчетах представляется нецелесообразным, так как каждый фронт имеет свои, отличные от других фронтов характеристики.

Совершенно очевидно, что L зависит от ширины фронтальной зоны. Последняя же определяется рядом фактов: сходимостью ветра на разных высотах в зоне фронта, формой барической ложбины, в которой лежит фронт, распределением вертикальных движений в зоне фронта, наклоном фронтальной поверхности, свойствами воздушных масс, лежащих по обе стороны фронта и т. д. Все эти факторы интегрально проявляются в ширине и интенсивности зоны контраста температур в области фронта на карте OT_{1000}^{500} . Причем, как показывает опыт, наибольшие градиенты температуры охватывают примерно 0,5 ширины этой зоны. Именно в этой половине зоны наблюдается наибольшая плотность термодинамических соленидов.

Таким образом, представляется логичным принять $L=0,5 \Delta S$, где ΔS — зона контрастов температур в области фронта на карте OT_{1000}^{500} . Следовательно, для каждого фронта L будет различным, что соответствует природным условиям. Кроме того, определение L становится простым и доступным в любом прогностическом учреждении, ибо карты OT_{1000}^{500} есть везде. Следует отметить, что у поверхности земли (воды) максимальное усиление ветра, рассчитанное по предлагаемому методу, должно наблюдаться не все время прохождения зоны больших градиентов температур на карте OT_{1000}^{500} , а лишь тогда, когда проходит фронт, что не противоречит результатам в [4, 5].

Рассмотрим остальные параметры, входящие в формулы (7) и (8).

$$G = \frac{R}{L} \ln \frac{P_0}{P_1},$$

где P_0 — давление воздуха у поверхности земли; P_1 — давление воздуха на уровне 5 км (500 гПа). Величина G будет постоянной при фиксированном пути интегрирования. Величина b отражает термодинамическую характеристику фронта. Чем больше b , тем больше скорость ветра при прохождении фронта.

В формуле (8) at показывает изменение контраста температуры при перемещении фронта над водной поверхностью. Знак и величина a зависят от неравномерности нагрева водной поверхности суши.

Предполагается, что при передвижении фронта температура на уровне 5 км не меняется. Под влиянием водной поверхности

изменяется только температура воздуха перед фронтом. Предположение о постоянстве температуры на уровне 5 км оправдывается тем, что трансформационные изменения температуры воздуха у поверхности воды происходят значительно быстрее, чем на высоте 5 км. Согласно [3], в свободной атмосфере в обычных условиях они составляют 1—2°/сут, а у поверхности воды такое же изменение температуры воздуха может произойти за один час. Таким образом, за 3—4 ч у поверхности земли температурное поле фронта полностью трансформируется, а на высоте 5 км температурные флуктуации не превысят нескольких десятков долей градуса.

Контраст температуры на фронте есть разность средних температур в слое 0—5 км:

$$\Delta T = \left(\frac{\Delta T_0 - T_5}{2} \right)_{\text{перед фр.}} - \left(\frac{T_0 + T_5}{2} \right)_{\text{за фр.}}$$

Введем обозначения температуры перед фронтом: τ_0 — температура у поверхности земли; τ_5 — температура на уровне 5 км. Тогда

$$\Delta T = \frac{\tau_0 + \tau_5}{2} - \frac{T_0 + T_5}{2}$$

По предложению переменной является только τ_0 , тогда

$$\frac{d\Delta T}{dt} = \frac{d\tau}{dt} 0,5$$

или в конечных разностях

$$\frac{\delta \Delta T}{\delta t} = 0,5 \frac{\delta \tau_0}{\delta t};$$

$$(\Delta T)_{t_0 + \delta t} = (\Delta T)_{t_0} + 0,5 \frac{\delta \tau_0}{\delta t} \delta t = (\Delta T)_{t_0} + 0,5 \delta T_0.$$

Согласно [3], можно считать, что значение

$$\delta T_0 = -\delta(T - T_{\text{воды}})t,$$

где T — температура воздуха перед фронтом на берегу; δ — коэффициент пропорциональности, зависящий от скорости ветра; его среднее значение, согласно нашим оценкам, составит 0,035, обычно его определяют; $T_{\text{воды}}$ — температура воды; t — время, в течение которого воздух перемещается над водной поверхностью.

Тогда

$$a_1 t = 0,5 T_0;$$

$$a = G a_1 = G \frac{0,5 \delta T_0}{t}.$$

Величина $k\bar{v}^2$ представляет силу трения. Для расчетов скорости ветра необходимо было найти коэффициент трения k . Для определения k оценим члены уравнения

$$d\bar{v}/dt + k\bar{v}^2 = b + at, \quad d\bar{v}/dt \approx 10/10^4 \approx 10^{-3},$$

$$b \approx 10^3, \quad at \approx 10^{-4}, \quad v^2 \approx 10^2.$$

Видно, что k должно быть в пределах 10^{-5} — 10^{-6} м⁻¹. Решение обратной задачи с использованием фактических данных позволило установить, что $k = 0,7 \cdot 10^{-5}$ м⁻¹.

В приземном подслое формирование поля ветра в значительной мере связано с влиянием подстилающей поверхности. Следовательно, в зоне фронта фактический ветер — отражение сложного комплекса его термодинамических характеристик (параметров), постоянно меняющихся на границе трех сред. Формулы (7) и (8) учитывают влияние подстилающей поверхности, с одной стороны, через трение, с другой — через неравномерность нагрева водной поверхности и суши. Так как формула (7) была выведена при допущении о постоянстве контраста температуры в зоне фронта при его прохождении над водоемом, она учитывает только силу трения о подстилающую поверхность.

Соотношение (7) было практически использовано при определении скорости ветра в зоне активных фронтальных разделов в период 7-й Атлантической экспедиции учебно-экспедиционного судна (УЭС) ЛГМИ «Сергей Дорофеев». При выборе анализируемых ситуаций учитывалось наличие активных фронтальных разделов при хорошем обеспечении метеорологической информацией. Для этой цели принимались факсимильные карты, передаваемые по радио метеослужбой ФРГ, Англии, Испании, а над водной поверхностью дополнительно использовались данные судовых метеорологических наблюдений, полученные в процессе проведения экспедиции.

Наибольший интерес представляет применение описанного метода в районе пролива Ла-Манш, у побережья Франции и Бельгии. Были проанализированы три случая прохождения фронтальных разделов по данному району. Типичная для всех случаев синоптическая ситуация определена зоной активной циклонической деятельности на широте 50—60° по району Атлантического океана. Здесь наибольшую активность имеют холодные фронтальные разделы с большими контрастами температур. Так, например, фронт, наблюдавшийся 19.04.1987 г. (рис. 1), характеризуется величиной $\Delta T = 6^\circ$, $\Delta S = 450$ км. Активность фронтального раздела хорошо подтверждается картами нефанализа.

Рассчитанное по соотношению (7) значение скорости ветра в этой зоне фронта составило 12 м/с над водной поверхностью. Холодные фронты 6.05.1987 г. и 10.05.1987 г. имели следующие

термодинамические характеристики: $\Delta T=3^\circ$, $\Delta S=330$ км и $\Delta T=4^\circ$, $\Delta S=700$ км. Они менее четко выделены на картах неф-анализа, имеют размытые границы. Для фронта 10.05.1987 г. (рис. 2) в большей степени характерны размытые границы и наличие преимущественно слоистых форм облачности, что подтверждает меньшую его активность. Полученные значения скорости ветра у поверхности земли составили 9 м/с и 7 м/с соответственно.

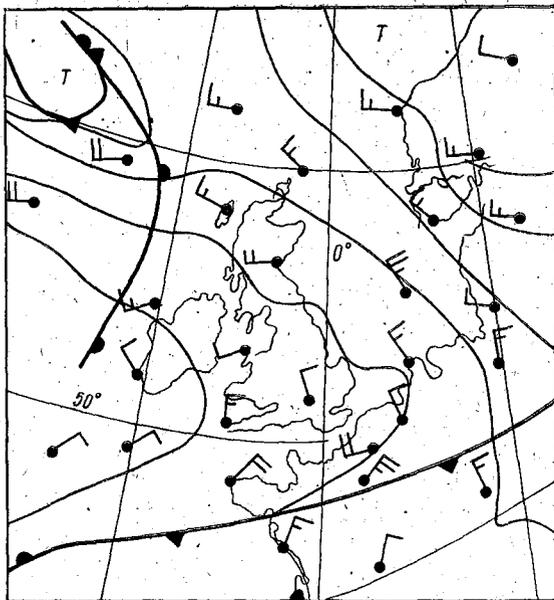


Рис. 1. Приземная карта погоды за 6 часов 19 апреля 1987 г.

В настоящей работе сделана попытка применения данной методики для определения скорости приводного ветра у побережья Португалии для двух типичных случаев, с хорошо выраженными активными фронтальными разделами, которые четко прослеживаются при синоптическом анализе, их положение также подтверждено спутниковыми наблюдениями.

В первом случае погода определялась наличием ложбины низкого давления и связанной с ней системой фронтальных разделов. Прохождение теплого фронта наблюдалось 24.02.1987 г. Расчетное значение приводного ветра составило 8 м/с. Термодинамические характеристики: $\Delta T=2,5^\circ$, $\Delta S=550$ км (рис. 3).

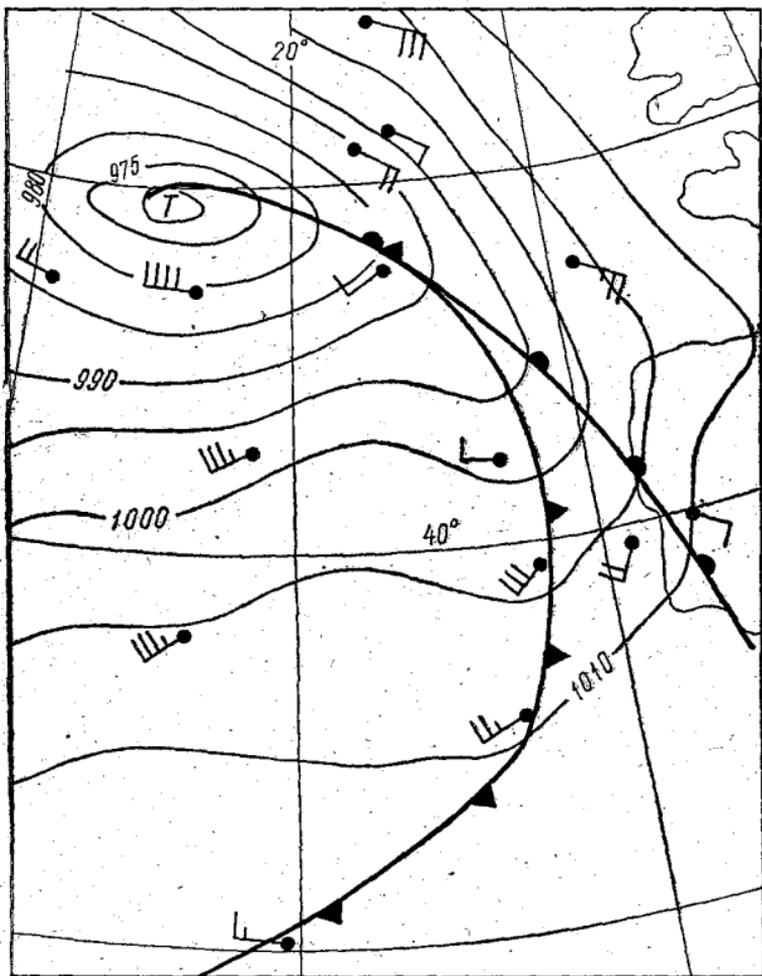


Рис. 2. Приземная карта погоды за 6 часов
10 мая 1987 г.

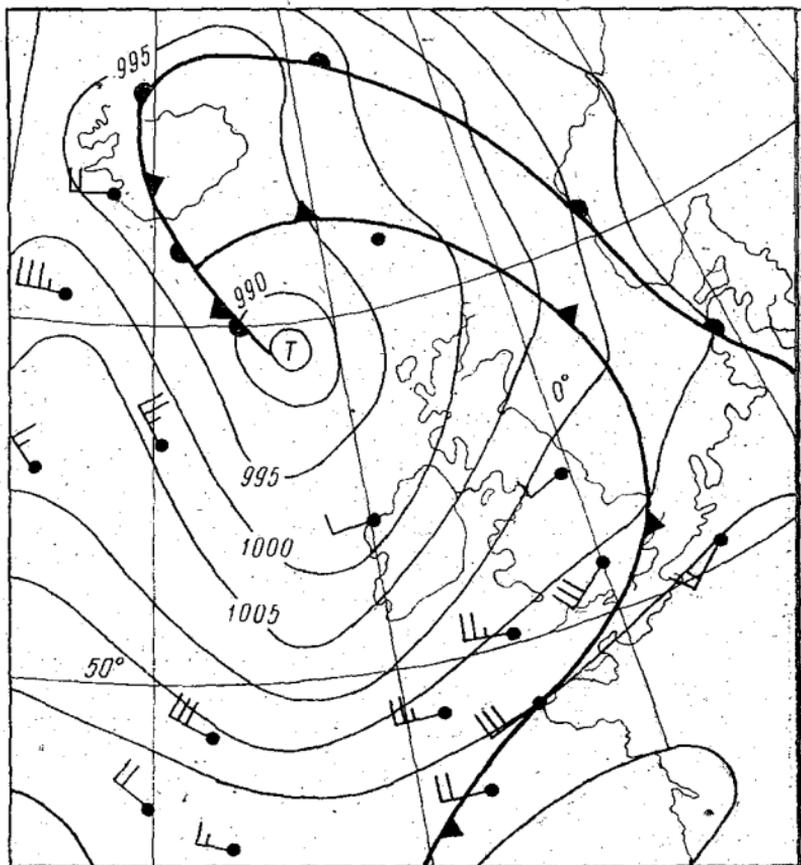


Рис. 3. Приземная карта погоды за 18 часов
24 февраля 1987 г.

В другом случае 12.03.1987 г. характер погоды определялся прохождением фронта окклюзии, характеризующегося следующими термодинамическими параметрами: $\Delta T=2^\circ$, $\Delta S=750$ км. (рис. 4).

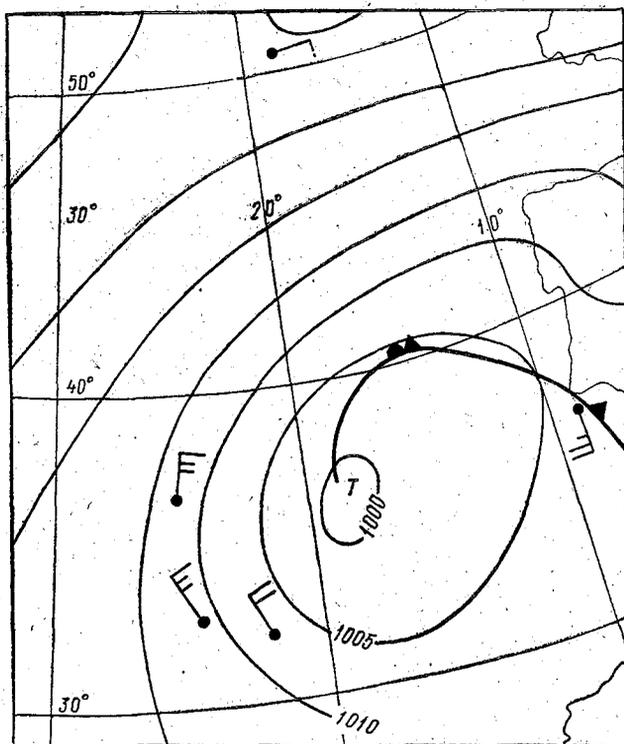


Рис. 4. Приземная карта погоды за 6 часов
12 марта 1987 г.

Сопоставление результатов расчета скорости ветра с фактическими наблюдениями показало их хорошую согласованность (рис. 1—4). Ошибки в определении скорости ветра составляют по абсолютной величине около 3 м/с для района Ла-Манша и 4,5 м/с для прибрежной зоны Португалии. Последняя величина объясняется, во-первых, плохой обеспеченностью метеоинформацией в этом районе (трудность анализа и оценки информации, результатов), во-вторых, влиянием орографии побережья на эволюцию фронтальной зоны, а также нерепрезентативностью измерений скорости ветра на прибрежных станциях (закрытость горизонта, береговой эффект и т. д.).

Таким образом, следует отметить перспективность подобного подхода для оценки возможного усиления скорости ветра при прохождении фронтальных разделов над водной поверхностью прежде всего в проливных зонах морей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. — Л.: Гидрометеиздат, 1977.
2. Палагин Э. Г., Славин И. А. Основы гидромеханики. Л., изд. ЛГМИ, 1974.
3. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1986.
4. Гаргер Е. К. О структуре нижнего 300-метрового слоя атмосферы при прохождении холодного фронта. — Метеорология и гидрология, 1972, № 9.
5. Хандожко Л. А. Некоторые характеристики ветра в зонах холодных фронтов над водной поверхностью. — В сб.: Работы Ленинградской и Петрозаводской ГИО. Л., 1974.

ВЛИЯНИЕ ОРОГРАФИИ НА ОПТИМАЛЬНУЮ СТИЛИЗАЦИЮ ВЕРТИКАЛЬНЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ОСНОВНЫХ МЕТЕОВЕЛИЧИН

Возможность использования эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) в практической работе тесно связана с их устойчивостью в пространстве и во времени. Действительно, если система ЭОФ теряет свою оптимальность при переходе к новым интервалам времени, то она не имеет преимуществ перед аппроксимацией горизонтальных полей или вертикальных распределений метеовеличин любыми априори заданными ортогональными полиномами.

Начиная с работ Н. А. Багрова [1] и А. М. Обухова [2] вопрос об устойчивости ЭОФ полей и профилей различных метеовеличин, а также ЭОФ по времени исследовался многими авторами [3—7]. Представляется, что в наиболее общей постановке устойчивость ЭОФ должна изучаться в зависимости от пространственно-временных масштабов рассматриваемых атмосферных процессов, объема выборочной совокупности, случайной выборочной изменчивости и рельефа подстилающей поверхности. Очевидно, что задача об устойчивости ЭОФ горизонтальных координат несколько сложнее, чем ЭОФ вертикальных распределений метеовеличин. В самом деле, в первом случае исследование ставится гораздо шире: рассматриваются не только «веса» ЭОФ в различных узлах расчетной сетки на плоскости (x, y) , но также местоположение нулевых демаркационных изолиний между пучностями противоположных знаков, число пучностей и характер их географической локализации. Причем устойчивость основных очагов в полях ЭОФ должна подтверждаться не только для различных месяцев и сезонов, но и при варьировании системы точек и размеров территории исследования. Поскольку имеет место большое разнообразие форм естественных колебаний в горизонтальных полях различных метеовеличин, обусловленное воздействием на атмосферные процессы сложного ансамбля взаимосвязанных физико-географических факторов, существенно меняющихся в про-

странстве и во времени, то речь может идти лишь об устойчивости нескольких первых ЭОФ в поле какой-либо одной метеовеличины. Что касается ЭОФ с большими порядковыми номерами, несущих небольшую часть общей дисперсии выборочной совокупности, то их форма в значительной мере определяется, с одной стороны, мелкомасштабными региональными физико-географическими особенностями, а с другой — ошибками в исходных данных (т. е. природными флуктуациями метеовеличин, нерепрезентативностью данных, погрешностями наблюдений и т. д.), ошибками расчета корреляционных матриц и определения их собственных значений, а также погрешностями, обусловленными малостью объема выборок. Поэтому такие ЭОФ классифицируются как «метеорологические шумы» и фильтруются.

Свойства оптимальных представлений вертикальных профилей метеовеличин исследовались отечественными и зарубежными авторами. Так, Л. В. Руховец [4, 5] пришел к выводу о существовании некоторой универсальной системы главных колебаний для вертикальных профилей геопотенциала и его суточных изменений, зональной и меридиональной компонент вектора скорости ветра, адвективных изменений относительной топографии и вихря скорости. Этот вывод подтверждается и другими исследователями [3]. Однако сведения о влиянии орографии на форму естественных колебаний в вертикальных распределениях метеовеличин в литературе отсутствуют.

Для исследования указанного вопроса нами использовались данные январского ночного зондирования по геопотенциалу H , зональной u и меридиональной v составляющим ветра и температуре T за 10 лет (1969—1978 гг.) на станциях Фрунзе и Нарын, подготовленные Н. Б. Окулич-Казариной. Ст. Фрунзе находится в Чуйской долине Киргизского хребта, открытой с севера. Превышение ее над уровнем моря — 760 м; ст. Нарын расположена на высоте 2040 м. Значения метеовеличин для ст. Фрунзе задавались у подстилающей поверхности (по всей выборке среднее давление p составило 935 гПа) и на изобарических поверхностях 850, 700, 500, 400, 300, 200, 100 гПа, а для ст. Нарын — на уровнях $p=798$ и 700, 500, 400, 300, 200 гПа. Вся совокупность исходной информации для каждой станции разбивалась на три частичные выборки таким образом, чтобы не нарушалась положительная определенность ковариационной матрицы из-за высокой корреляции профилей метеовеличин в последовательные дни. В результате интервал между двумя последовательными зондированиями атмосферы, данные которых включались в выборку, составлял трое суток. Соответственно для названных станций в выборку I вошли 96 и 97, в II — 92 и 94, в III — 97 и 96 профилей каждой метеовеличины. Разложению в ряд по ЭОФ подвергались отклонения метеовеличин от норм, рассчитанных по данным каждой частичной совокупности отдельно. Наличие результатов разложения по трем

массивам данных, взятых за один и тот же период времени, позволяет проследить влияние случайной выборочной изменчивости как на оценки точности сходимости рядов разложения, так и на формы нескольких первых естественных колебаний, несущих основную долю суммарной дисперсии выборок (рис. 1 и табл. 1). В таблице приняты следующие обозначения: $j=1, 2, \dots, i, \dots, q, \dots, n$ — порядковые номера членов ряда разложения совокупности профилей метеовеличины f по ЭОФ; n — размерность базисного пространства; β_j — доля суммарной дисперсии (%), описываемая j -м естественным колебанием. Видно, что вклад каждого естественного колебания j в суммарную дисперсию различных выборок существенно отличается. Так, на ст. Фрунзе для H значение β_1 изменяется от 57,8% в выборке I до 60,4% в выборке II, то есть $\Delta \beta_1 = (\beta_1)_{\max} - (\beta_1)_{\min}$ составляет 2,6%. Для u и v величина $\Delta \beta_1$ равна 0,8% и 5,2%, а для T — 7,4%. Вклад второго естественного колебания в дисперсию частичных выборок профилей H, u, v, T изменяется на 3,2%, 4,5%, 1,3% и 2,4% соответственно. Оценки разности экстремальных значений β_3 составляют 4,7%, 1,8%, 0,8% и 1,2%. Из приведенных данных видно, что с увеличением порядкового номера j в частичных выборках T наблюдается значительное уменьшение величины $\Delta \beta_j$. Так, при $j=3$ она в шесть раз меньше, чем при $j=1$. Относительное выравнивание нарастающей суммы значений β_j в различных выборках имеет место при учете пяти, шести, семи и шести слагаемых в рядах разложений для H, u, v, T соответственно. Аналогичные особенности выявляются и из анализа точности сходимости разложений для ст. Нарын. Наиболее высокая точность сходимости рядов присуща геопотенциалу, а затем следуют T, u, v . Сказанное иллюстрирует тот факт, что изменчивость (разнообразие) полей движения больше изменчивости полей геопотенциала и температуры. В свою очередь, зональная составляющая ветра менее подвержена колебаниям, чем меридиональная. Отметим также, что точность сходимости рядов разложений профилей H и u для Фрунзе ниже, чем для ст. Нарын. Видимо, это связано с географическим положением пунктов: на ст. Нарын профили составляющих ветра рассматриваются лишь в той части тропосферы, где зональные потоки более сильные и, значит, более устойчивые.

Если усечение спектра погодообразующих естественных колебаний провести опираясь на рекомендации [1, 3], а именно: если к «метеорологическому шуму» отнести колебания, описывающие менее 5% суммарной дисперсии, то в вертикальных распределениях H, u, v, T в совокупность таковых должны быть включены четыре, пять, шесть и пять главных компонент соответственно (табл. 1).

Таким образом, проведенный анализ позволяет сделать вывод о том, что случайная выборочная изменчивость весьма заметно влияет на точность оптимальной стилизации вертикальных профилей основных метеовеличин в тропосфере.

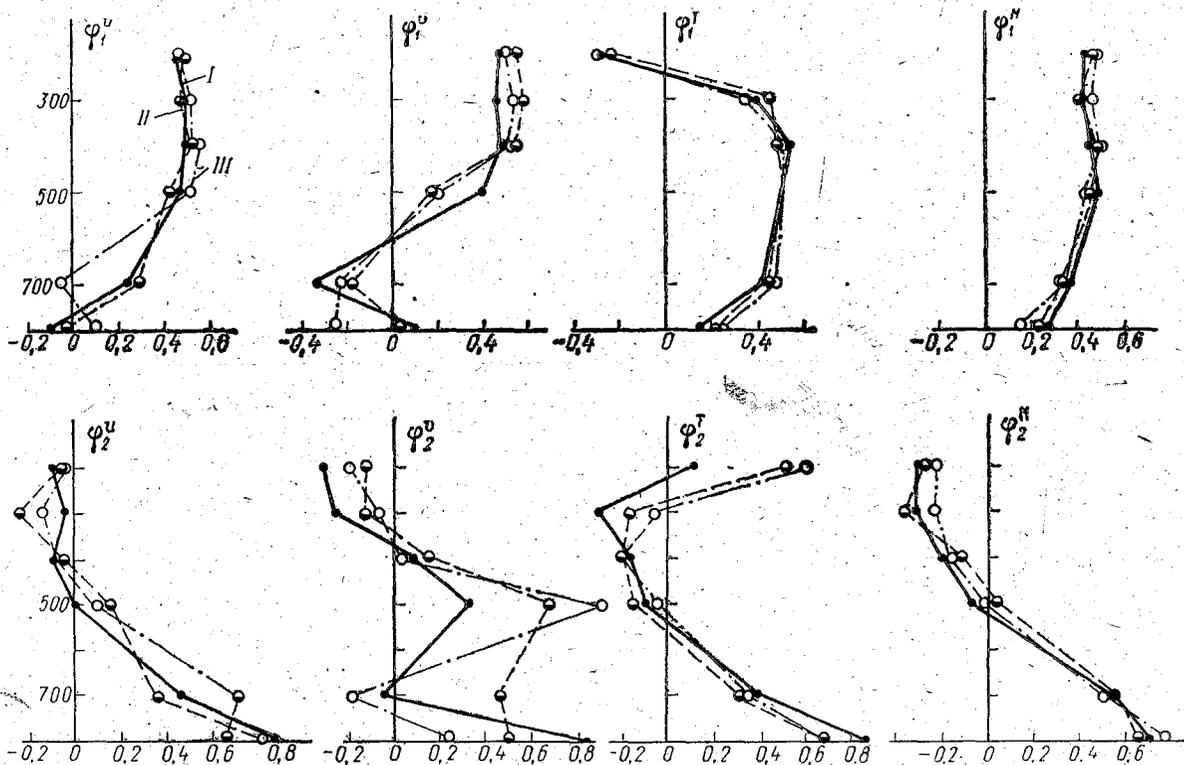


Рис. 1. ЭОФ φ_i^f вертикальных распределений H, T, u, v , полученные по трем частичным выборкам для ст. Нарын.

Сходимость разложений вертикальных профилей H , u , v , T в ряды по ЭОФ и УЭОФ

Пункт	f	H			u			v			T			УЭОФ			
	j	Выборки												H	u	v	T
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3				
Фрунзе	1	57,8	60,4	59,8	48,8	48,0	48,7	46,9	39,7	44,5	59,7	55,8	52,3	59,3	48,5	43,7	56,0
	2	23,0	25,8	26,2	18,7	14,2	14,4	14,5	16,3	16,2	14,8	17,2	15,3	25,0	15,8	15,7	15,8
	3	10,7	6,0	7,5	11,7	12,5	13,5	12,5	11,9	12,7	10,0	11,2	10,4	8,1	12,6	12,3	10,5
	4	5,3	5,0	4,2	9,6	10,3	9,4	11,0	10,2	10,4	5,8	5,8	7,8	4,8	9,8	10,5	6,5
	5	2,2	1,6	1,7	5,6	7,5	7,4	6,5	10,0	6,8	5,0	4,9	5,9	1,8	6,8	7,7	5,2
	6	0,8	0,7	0,3	3,1	3,4	4,2	5,4	6,2	4,8	3,0	3,5	4,3	0,6	3,6	5,4	3,6
	7	0,1	0,4	0,2	1,9	2,5	1,5	1,7	3,1	3,4	1,0	1,2	3,2	0,2	2,0	2,7	1,8
	8	0,1	0,1	0,1	0,6	1,6	0,8	1,5	2,6	1,2	0,7	0,4	0,8	0,1	0,9	2,0	0,6
Нарын	1	72,0	68,4	65,8	55,9	50,1	49,7	46,8	41,3	40,9	52,8	56,5	54,1	68,3	51,9	43,0	54,5
	2	22,2	26,0	19,4	17,8	17,7	18,3	18,4	17,4	16,2	18,6	18,7	17,5	22,5	17,9	17,3	18,3
	3	2,0	2,4	7,5	13,1	14,2	16,0	13,5	16,8	15,3	14,2	15,2	12,7	3,9	14,4	15,2	14,0
	4	2,0	2,1	4,6	7,0	11,2	7,7	11,4	14,1	14,8	8,4	6,5	9,3	2,9	8,6	13,4	8,1
	5	1,4	1,0	1,6	3,7	4,4	5,6	5,6	7,3	9,1	5,1	2,4	4,8	1,3	4,6	7,3	4,1
	6	0,4	0,1	1,1	2,5	2,4	2,7	4,3	3,1	3,7	0,9	0,7	1,6	0,7	2,6	3,8	1,0

Рассмотрим теперь вопрос об устойчивости форм погодообразующих ЭОФ $\varphi_j^{f_v}$ (здесь v — номер частичной выборки). Количественной оценкой сходства ЭОФ, являющихся единичными векторами в n -мерном пространстве, служит скалярное произведение двух векторов

$$\sum_{s=1}^n \varphi_{i,s}^{f_v} \cdot \varphi_{g,s}^{f_\omega} = \cos(\varphi_i^{f_v} \widehat{\times} \varphi_g^{f_\omega}), \quad (1)$$

которое может трактоваться как коэффициент корреляции $r_{i,q}$ между двумя случайными величинами [3]. Очевидно, что для отыскания наиболее схожих ЭОФ необходимо вычислять $r_{i,q}$ между каждой парой единичных векторов $\varphi_i^{f_v}$, $\varphi_g^{f_\omega}$ для $i, q = \overline{1, n}$ и $v, \omega = \overline{1, 3}$.

В табл. 2 для примера приведены оценки значений скалярных произведений собственных векторов корреляционных матриц $\{r_{i,q}\}$, описывающих связь значений единичных векторов рассматриваемых метеовеличин для Фрунзе по каждой из трех частичных выборок. Статистическая значимость таких коэффициентов корреляции оценивалась с помощью критерия Фишера

$$z = 0,5[\ln(1+r) - \ln(1-r)] \quad (2)$$

в зависимости от размерности базисного пространства. Векторы считаются близкими [3], если величина z в три раза и более превосходит значение теоретической средней квадратической ошибки $\sigma_z = 1/\sqrt{n-3}$. Согласно этому правилу, в нашей задаче при $n=8$ критическое значение $r_{i,q} = 0,872$, что дает решение с 95%-ной достоверностью вероятностью. В тех случаях, когда $r_{i,q} \geq 0,872$ не достигались, в табл. 2 приведены $(r_{i,q})_{\max}$. Оценки показывают, что для каждой станции можно говорить о взаимозаменяемости первых и вторых ЭОФ для профилей H , u , v , T практически во всех частичных выборках и, следовательно, пользоваться этими ЭОФ как «стандартными». Более устойчивы формы первых двух ЭОФ профилей H , T и u : соответствующие $r_{i,q}$ удовлетворяют 1%-ному уровню значимости. Для меридиональной составляющей ветра в отдельных частичных выборках на обеих станциях имеют место либо инверсия уже вторых ЭОФ либо весьма заметные отличия их форм. Так, коэффициенты корреляции между вторыми ЭОФ в различных частичных выборках для ст. Нарын не удовлетворяют 5%-ному уровню значимости. Обращают на себя внимание также следующие особенности: смена знака первой ЭОФ для T при переходе из тропосферы в стратосферу, что объясняется отрицательной корреляцией между указанными слоями; в отличие от данных [3, 4, 5] имеют место отрицательные значения первых ЭОФ профилей u и v в слое, непосредственно прилегающем к земле, что обусловлено, по-видимому, влиянием орографии. Устойчивость форм третьих ЭОФ нарушается для всех рассматриваемых метеовеличин, кроме температуры, что проявляется либо наличием нескольких аналогов третьей ЭОФ

(по величине скалярного произведения векторов) при переходе к различным частичным выборкам, либо инверсией собственных векторов матрицы ковариаций. В частности, для v в некоторых выборках наблюдается инверсия второй и третьей ЭОФ. Третья ЭОФ меняется местами с четвертой и даже с пятой в частичных выборках и других метеовеличин. Указанные нарушения «естественного» порядка следования членов в ряду разложения вертикальных распределений рассматриваемых метеовеличин по ЭОФ объясняются лишь влиянием случайной выборочной изменчивости, не связанной со свойствами генеральной совокупности. Подчеркнем, что каждый раз, когда в результате вычислений возникает инверсия ЭОФ (особенно при малых объемах выборок), прежде всего должна быть проведена статистическая значимость вывода [8]. Иными словами, необходимо указать интервал, внутри которого различные собственные чисел не является статистически значимым [7]. С этой целью вначале проверяется гипотеза об однородности ряда несмещенных оценок дисперсий [9]

$$\bar{\sigma}^2(T_j) = \sigma^2(T_j) \frac{m_v}{m_v - 1} \quad (3)$$

(m_v — объем выборки) главных компонент (например, T_i и T_q). Если эти выборки имеют разный объем, то для проверки нулевой гипотезы $\bar{\sigma}^2(T_i) = \bar{\sigma}^2(T_q)$ пользуются критерием Бартлета, в противном случае — критерием Кочрена. Если окажется, что ряд дисперсий однороден, то это означает, что инверсия ЭОФ в выборке v обусловлена лишь статистическими флуктуациями выборочных оценок дисперсий λ_g и λ_i , приходящихся на рассматриваемые естественные колебания g и i (λ_g и λ_i — собственные числа матрицы ковариаций, рассчитанной по v -й выборке метеовеличины f). Тогда случайная величина

$$\delta_v = \frac{\lambda_i}{\bar{\sigma}^2(T_i)} \bigg/ \frac{\lambda_g}{\bar{\sigma}^2(T_g)}, \quad \frac{\lambda_i}{\bar{\sigma}^2(T_i)} > \frac{\lambda_g}{\bar{\sigma}^2(T_g)}, \quad (4)$$

образованная для каждой выборки v , имеет F_{k_1, k_2} — распределение Фишера с $k_1 = k_2 = m_v - 1$ степенями свободы. Далее, задавшись требуемым уровнем значимости α , при котором нулевая гипотеза о принадлежности частичных совокупностей δ_v к одной общей совокупности отвергается, можно определить доверительный интервал, внутри которого с вероятностью $P = 1 - \alpha$ будет заключено отношение выборочных дисперсий δ_v :

$$P[F_{k_1, k_2; 1-\alpha/2} < \delta_v < F_{k_1, k_2; \alpha/2}] = 1 - \alpha, \quad (5)$$

где значения функции F_{k_1, k_2} табулированы [9]. Если окажется, что некоторая ЭОФ меняет свой номер внутри найденного интервала, т. е. изменения отношения выборочных дисперсий δ_v находятся в пределах статистической ошибки, то в таком случае речь может идти лишь о «псевдоинверсии», обусловленной случайными колебаниями выборок.

Оценки элементов матриц скалярных произведений $\cos(\varphi_i^{f_v} \widehat{\times} \varphi_q^{f_\omega})$

f_v, f_ω	$\cos(\varphi_i^{f_v} \widehat{\times} \varphi_q^{f_\omega})$								
u_1, u_2	$\frac{0,978}{1,1}$	$\frac{0,836}{2,2}$	$\frac{0,761}{3,2}$	$\frac{0,901}{4,4}$	$\frac{0,934}{5,4}$				
u_1, u_3	$\frac{0,988}{1,1}$	$\frac{0,926}{2,2}$	$\frac{0,854}{3,3}$	$\frac{0,779}{4,4}$	$\frac{0,848}{5,2}$				
u_2, u_3	$\frac{0,976}{1,1}$	$\frac{0,874}{2,2}$	$\frac{0,876}{3,4}$	$\frac{0,748}{4,4}$	$\frac{0,830}{5,2}$				
v_1, v_2	$\frac{0,988}{1,1}$	$\frac{0,965}{2,3}$	$\frac{0,952}{2,2}$	$\frac{0,858}{3,3}$	$\frac{0,857}{4,2}$	$\frac{0,909}{5,2}$	$\frac{0,892}{5,3}$		
v_1, v_3	$\frac{0,979}{1,1}$	$\frac{0,943}{2,4}$	$\frac{0,934}{2,3}$	$\frac{0,872}{2,2}$	$\frac{0,805}{3,3}$	$\frac{0,900}{4,3}$	$\frac{0,842}{5,2}$		
v_2, v_3	$\frac{0,992}{1,1}$	$\frac{0,930}{2,2}$	$\frac{0,873}{2,3}$	$\frac{0,901}{3,5}$	$\frac{0,955}{4,2}$	$\frac{0,872}{4,5}$	$\frac{0,960}{5,5}$	$\frac{0,877}{5,3}$	
H_1, H_2	$\frac{0,984}{1,1}$	$\frac{0,879}{2,2}$	$\frac{0,738}{3,4}$	$\frac{0,806}{4,5}$	$\frac{0,777}{5,3}$				
H_1, H_3	$\frac{0,975}{1,1}$	$\frac{0,914}{2,2}$	$\frac{0,969}{3,4}$	$\frac{0,466}{4,3}$	$\frac{0,738}{5,5}$				
H_2, H_3	$\frac{0,995}{1,1}$	$\frac{0,988}{2,2}$	$\frac{0,681}{3,3}$	$\frac{0,581}{4,3}$	$\frac{0,712}{5,5}$				
T_1, T_2	$\frac{0,998}{1,1}$	$\frac{0,972}{2,2}$	$\frac{0,924}{2,5}$	$\frac{0,963}{3,3}$	$\frac{0,884}{3,1}$	$\frac{0,879}{4,4}$	$\frac{0,930}{5,2}$	$\frac{0,873}{5,5}$	
T_1, T_3	$\frac{0,986}{1,1}$	$\frac{0,972}{2,2}$	$\frac{0,924}{2,5}$	$\frac{0,963}{3,3}$	$\frac{0,884}{4,1}$	$\frac{0,979}{4,4}$	$\frac{0,930}{5,2}$		
T_2, T_3	$\frac{0,983}{1,1}$	$\frac{0,973}{2,2}$	$\frac{0,912}{2,5}$	$\frac{0,862}{3,3}$	$\frac{0,834}{4,3}$	$\frac{0,898}{5,3}$			

Примечание. В числителе указана оценка $\cos(\varphi_i^{f_v} \widehat{\times} \varphi_q^{f_\omega})$, в знаменателе — порядковые номера ЭОФ i, q .

Проведенные нами оценки инверсии вторых и третьих ЭОФ, имеющих место в выборках профилей рассматриваемых метеовеличин (табл. 2), дают возможность статистически обоснованно квалифицировать ее как «псевдоинверсию».

Изложенный алгоритм, очевидно, может быть применен для оценки физической детерминированности инверсии ЭОФ при переходе от одних интервалов времени к другим. В тех случаях, когда будет доказана статистическая значимость инверсии ЭОФ, желательно дать физическую трактовку причин, следствием которых она является. Пожалуй, именно последняя задача оказывается, как правило, наиболее сложной частью исследования, требующей глубокого знания региональных физико-географических особенностей атмосферных процессов.

Для физической трактовки полученных выше результатов могут быть привлечены выводы, вытекающие из теории адаптации полей давления и ветра [10]. Согласно названной теории, при нарушении равновесия с течением времени движение вновь стремится к достижению равновесия. В процессе адаптации изменяются и поля давления (геопотенциала), и поля ветра, однако поле давления изменяется более интенсивно и приспосабливается к полю движения. Если за основное состояние принять зональный перенос, то меридиональные движения можно рассматривать как малые возмущения, наложенные на основной ведущий поток и приводящие к нарушению равновесия (не обязательно геострофического). Исходя из этих соображений легко объяснить и более ярко выраженную «псевдоинверсию» главных колебаний профилей меридиональной компоненты движения, обусловленную случайной выборочной изменчивостью, и наличие нескольких аналогов уже для второй ЭОФ φ_2^* .

Учитывая наличие статистических флуктуаций выборочных оценок средних, коэффициентов межуровневой корреляции метеовеличин и дисперсии β_j , для исследования устойчивости форм естественных колебаний вертикальных распределений H, u, v, T мы провели расчеты ЭОФ на основании так называемых «унифицированных» корреляционных матриц. Элементами последних послужили осредненные по трем частичным выборкам коэффициенты межуровневой корреляции для каждой метеовеличины. Унифицированные ЭОФ $\tilde{\varphi}_j^f$ (УЭОФ) в большей мере отражают свойства генеральных совокупностей вертикальных распределений H, u, v, T , а процедура осреднения корреляционных моментов является фильтром для мелкомасштабных флуктуаций. Анализ точности сходимости разложений профилей рассматриваемых метеовеличин по УЭОФ (табл. 1) приводит к выводам, аналогичным тем, которые были сделаны на основании данных, помещенных в первой части табл. 1.

В табл. 3 представлены оценки максимальных значений матриц коэффициентов корреляции $\{r_{i,q}\}$ собственных векторов $\tilde{\varphi}_j^f$ профилей H, u, v на обеих станциях, а на рис. 2 показаны графики функций $\tilde{\varphi}_1^f$ и $\tilde{\varphi}_2^f$ для рассматриваемых метеовеличин. Из анализа этих материалов можно сделать следующие выводы.

Оценки максимальных значений скалярных произведений $\cos(\tilde{\varphi}_i^f \times \tilde{\varphi}_q^f)$ между УЭОФ вертикальных профилей H, u, v .

Фрунзе	$\tilde{\varphi}_i^H, \tilde{\varphi}_q^u$	$\frac{0,965}{1,1}$	$\frac{0,789}{2,2}$	$\frac{0,590}{4,3}$	$\frac{0,414}{4,4}$	$\frac{0,261}{5,5}$
	$\tilde{\varphi}_i^H, \tilde{\varphi}_q^v$	$\frac{0,955}{1,1}$	$\frac{0,502}{4,2}$	$\frac{0,488}{3,3}$	$\frac{0,369}{3,4}$	$\frac{0,177}{3,5}$
	$\tilde{\varphi}_i^u, \tilde{\varphi}_q^v$	$\frac{0,949}{1,1}$	$\frac{0,300}{2,3}$	$\frac{0,655}{3,4}$	$\frac{0,497}{4,2}$	$\frac{0,101}{3,3}$
Нарын	$\tilde{\varphi}_i^H, \tilde{\varphi}_q^u$	$\frac{0,953}{1,1}$	$\frac{0,912}{2,2}$	$\frac{0,259}{5,3}$	$\frac{0,041}{4,4}$	$\frac{0,146}{3,5}$
	$\tilde{\varphi}_i^H, \tilde{\varphi}_q^v$	$\frac{0,614}{1,1}$	$\frac{0,519}{2,2}$	$\frac{0,018}{3,3}$	$\frac{0,079}{2,4}$	$\frac{0,007}{3,5}$
	$\tilde{\varphi}_i^u, \tilde{\varphi}_q^v$	$\frac{0,745}{1,1}$	$\frac{0,545}{2,2}$	$\frac{0,436}{3,2}$	$\frac{0,121}{4,2}$	$\frac{0,046}{5,4}$

1. В верхней тропосфере и нижней стратосфере формы УЭОФ одноименных метеовеличин для двух станций оказываются более близкими, чем в нижней. По-нашему мнению, этот факт можно объяснить лишь влиянием орографии на формирование особенностей вертикальной структуры различных метеовеличин в слоях, непосредственно прилегающих к подстилающей поверхности, имеющей сложный рельеф.

2. Профили ЭОФ $\tilde{\varphi}_i^H$ и $\tilde{\varphi}_i^u$ более близки, чем профили $\tilde{\varphi}_i^H$ и $\tilde{\varphi}_i^v$. Особенно наглядно это иллюстрируется данными станции Нарын. Так, значения $\cos(\tilde{\varphi}_i^H \times \tilde{\varphi}_i^u)$ и $\cos(\tilde{\varphi}_i^H \times \tilde{\varphi}_i^v)$ для Фрунзе равны 0,965 и 0,955, а для ст. Нарын — 0,953 и 0,614 (табл. 3). Интересна и такая особенность: значения $\cos(\tilde{\varphi}_i^u \times \tilde{\varphi}_i^v)$ для рассматриваемых станций равны соответственно 0,949 и 0,745. Приведенные оценки скалярных произведений собственных векторов корреляционных матриц свидетельствуют о большей зависимости меридиональной составляющей ветра от местной орографии и о несомненном влиянии последней даже на форму первого естественного колебания.

3. Для стилизации вертикальных распределений H и u в условиях сложной орографии можно пользоваться, с некоторой допустимой погрешностью, «стандартной» системой базисных функций. Во всяком случае на обеих станциях формы первых двух естественных колебаний в профилях H и u достаточно близки (рис. 2), хотя доля общей дисперсии, описываемая ими, заметно отличается: $\beta_1 + \beta_2$ соответственно равны 84,3, 91,2 и 64,3, 69,8% (табл. 1).

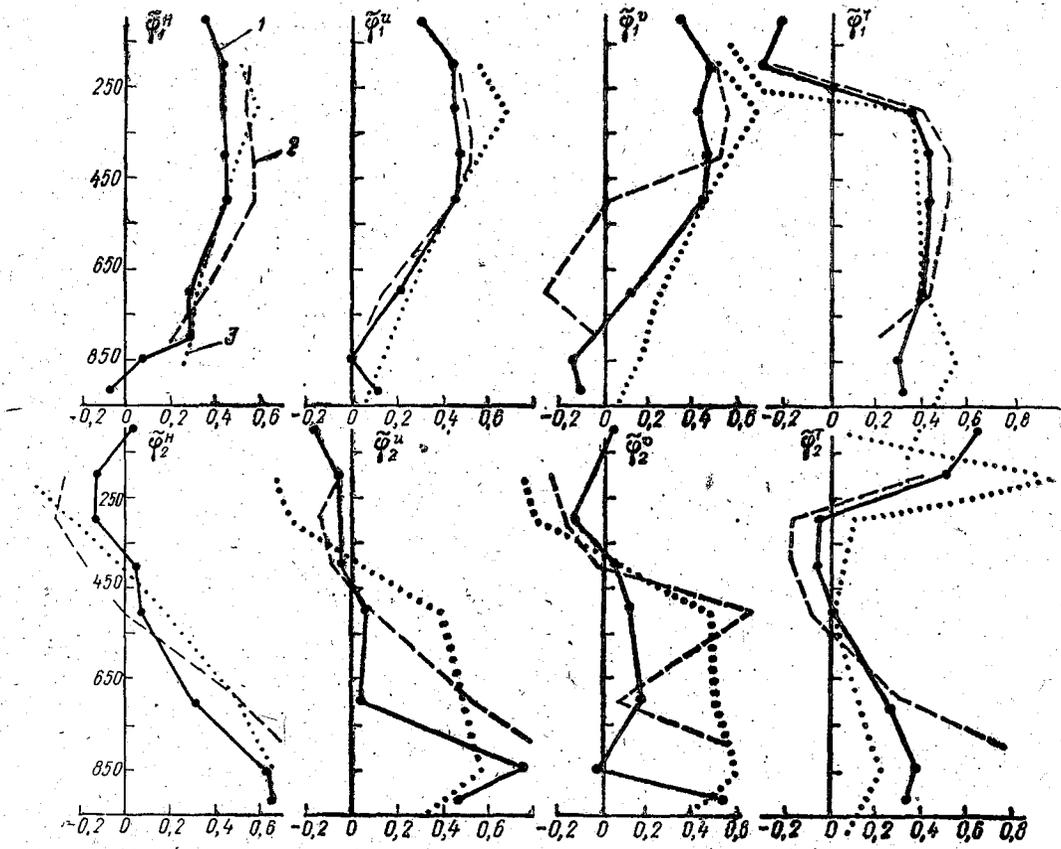


Рис. 2. Унифицированные ЭОФ $\tilde{\varphi}_j^f$ для ст. Фрунзе (1) Нарын (2) и равнинных станций (3) [4].

4. Профили меридиональной компоненты ветра целесообразно аппроксимировать рядами по собственным УЭОФ, так как при $j \geq 2$ коэффициенты корреляции между $\tilde{\varphi}_j^H$ и $\tilde{\varphi}_j^v$, а также между $\tilde{\varphi}_j^u$ и $\tilde{\varphi}_j^v$ не удовлетворяют даже 20%-ному уровню значимости. Это означает, что структура естественных колебаний в вертикальных распределениях v и H, T, u при $j > 2$ существенно различна. Однако в равнинных районах формы ЭОФ профилей этих метеовеличин оказываются весьма близкими даже при $j=5$ [3].

5. Формы нескольких первых УЭОФ вертикальных распределений температуры практически не зависят от характера рельефа подстилающей поверхности.

6. Графический и корреляционный анализ сходства форм УЭОФ и ЭОФ для профилей H, u, v, T , полученных в работах [3, 4] по данным пунктов, расположенных в основном в умеренных широтах (см. точечные кривые на рис. 2), приводит к аналогичным выводам.

Таким образом, результаты проведенного исследования показали, что орография оказывает существенное влияние на оптимальную стилизацию вертикальных распределений геопотенциала и составляющих скорости ветра в тропосфере, которое должно учитываться при построении малопараметрических численных схем прогноза путем использования специально построенной системы базисных функций для локальных районов Земли со сложной орографией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. — Тр. ЦИП, 1959, вып. 74, с. 3—24.
2. Обухов А. М. О статистически ортогональных разложениях эмпирических функций. — Изв. АН СССР, Геофизика, 1960, № 3, с. 432—439.
3. Естественные составляющие метеорологических полей / А. В. Мещерская, Л. В. Руховец, М. И. Юдин, Н. И. Яковлева. Л., Гидрометеоздат, 1970. — 199 с.
4. Руховец Л. В. Об оптимальном представлении вертикальных распределений некоторых метеорологических элементов. — Изв. АН СССР, Геофизика, 1963, № 4, с. 626—636.
5. Руховец Л. В. К вопросу об устойчивости эмпирических ортогональных функций. — Метеорология и гидрология, 1976, № 2, с. 103—106.
6. Репинская Р. П. Разложение поля давления в двойные ряды по естественным составляющим горизонтальных координат и времени. — Метеорология и гидрология, 1969, № 5, с. 28—37.
7. Житорчук А. Т., Житорчук Ю. В., Кондратович К. В. К вопросу об изменении порядкового номера естественных ортогональных функций. Применение статистических методов в метеорологии: Тр. II-го Всесоюз. симпоз. по применению статист. методов в метеорологии. — Л., Гидрометеоздат, 1977, с. 160—164.
8. Фортус М. И. Метод эмпирических ортогональных функций и его применение в метеорологии. — Метеорология и гидрология, 1980, № 4, с. 113—119.
9. Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. — М.: Наука, 1971. — 577 с.
10. Монин А. С. Изменение давления в бароклинической атмосфере. — Изв. АН СССР, Геофизика, 1958, № 4, с. 497—513.

К ВОПРОСУ О ПРОСТРАНСТВЕННОМ ОБОБЩЕНИИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ДАННЫХ О КОЛИЧЕСТВЕ ОБЛАЧНОСТИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

В настоящее время сформировалось и все более интенсивно развивается новое направление получения информации о состоянии природной среды и изучения природных ресурсов Земли, в основе которого лежат дистанционные методы измерений отраженной солнечной радиации или собственного теплового излучения подстилающей поверхности и атмосферы. Процесс формирования изображений природных объектов и оценка параметров, характеризующих их состояние, зависит от большого количества факторов, в числе которых наиболее сложной является природа взаимодействия излучений с атмосферой и земной поверхностью. Влияние атмосферы приводит к искажению спектральной, пространственной и угловой структуры излучений под воздействием многократного рассеяния и поглощения переносимого излучения, рефракции, атмосферной турбулентности. Следствием этого является искажение сигналов, снижение видимых контрастов яркостной системы «объект — фон», «размазывание изображения» в фокальной плоскости объектива приемной оптической аппаратуры, а при наличии облачности на линии визирования системы вообще исключается возможность проведения оптических наблюдений за природными объектами, находящимися на земной поверхности, вследствие полного или частичного экранирования объектов съемки. Именно поэтому данные о характеристиках облачности являются составной частью банков опорной и априорной информации в центрах обработки результатов дистанционных измерений.

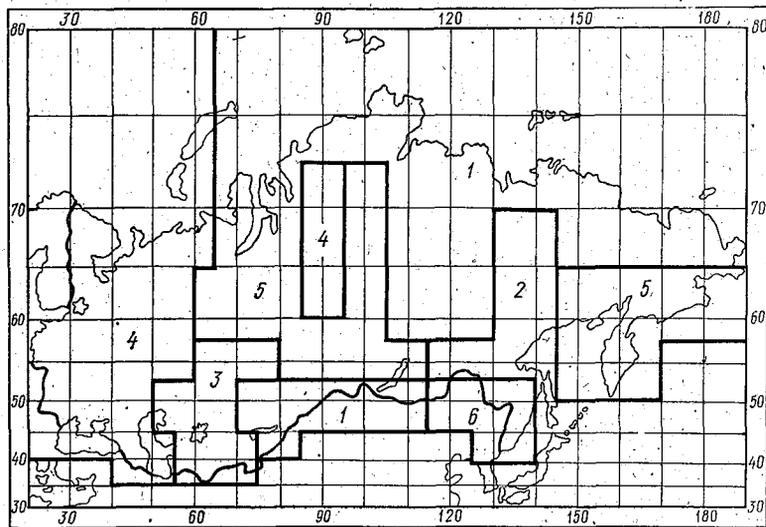
При применении систем дистанционного зондирования используются фактические и прогностические характеристики облачного покрова, а также климатические данные, которые представляются в виде различных моделей (локальных, региональных, глобально-региональных). При построении региональных и глобально-региональных моделей атмосферы возникает проблема пространствен-

ного обобщения климатических данных, которая достаточно актуальна для решения многих задач современной прикладной климатологии. Ее решению в значительной степени может способствовать более широкое применение математических методов для прикладного климатического районирования территории. В этом отношении уже имеется некоторый опыт. В частности, можно сослаться на региональные климатические модели высотного распределения температуры и влажности воздуха, предложенные В. Е. Зуевым и В. С. Комаровым для интерпретации данных метеорологических искусственных спутников Земли (ИСЗ) [3], а также модели облачной атмосферы, разрабатываемые в течение последних 10—15 лет в нашей стране и за рубежом [1, 2, 5, 8—10]. Практически во всех работах, посвященных построению региональных облачных моделей атмосферы для обеспечения систем дистанционных измерений, используются результаты спутниковых метеорологических наблюдений. В настоящей статье применяются данные наблюдений за облачностью, содержащиеся в Справочнике по климату СССР, совместно с данными четырехсрочных наблюдений на опорной сети станций. Это позволяет получить большее разнообразие статистических характеристик облачности, чем при использовании только результатов климатологической обработки спутниковых метеорологических наблюдений, хотя применяемая при этом методика обработки данных не зависит от источника их получения. В ее основу положена целесообразность сжатия климатической информации посредством выделения климатически однородных облачных районов (ООР) по ограниченному числу признаков, нахождения в пределах границ каждого такого района статистического центра или эталонной станции и оценивания для этой станции необходимых статистических характеристик, которые затем могут применяться по всей территории однородного климатического района. Такой подход позволяет осуществлять расщепление разнородных выборок на статистически однородные классы, что должно являться первым шагом при статистической обработке данных и построении климатических и прогностических физико-статистических моделей атмосферы.

Климатическое районирование территории СССР по режиму облачности на основе распределений вероятности градаций количества общей облачности 0—2, 3—7 и 8—10 баллов на 500 станциях осуществлялось с использованием метода последовательной иерархической кластеризации [2, 4, 5, 7]. В качестве меры сходства между синоптическими станциями использовалась евклидова метрика, а выбор оптимального уровня разбиения смешанной выборки на классы (районы) при отсутствии функции потерь потребителя осуществлялся с помощью целевой функции Уорда — Уишарта, характеризующей степень связности объектов (синоптических станций) внутри однородных классов (районов).

Для иллюстрации на рисунке приведены карты ООР территории СССР для января, а в табл. 1 — статистические характеристики

облачности для 4-го ООР. Результаты численной статистической классификации территории СССР по режиму облачности удовлетворительно согласуются с действием основных климатообразующих факторов.



Карта однородных облачных районов территории СССР для января.

Таблица 1

Результаты районирования территории СССР по режиму облачности с использованием алгоритма последовательной кластеризации. Район 4.

Месяц	Число станций	(%)	Повторяемость градаций, %			СКО, %		
			(0—2)	(3—7)	(8—10)	σ_{0-2}	σ_{3-7}	σ_{8-10}
Январь	135	75	15	8	77	2,8	2,2	3,0

Для исследования временной статистической структуры количества облаков в каждом ООР была выделена представительная синоптическая станция, на которой многолетний режим количества облаков наиболее полно соответствует координатам статистического центра района. По данным 15-летних четырехсрочных наблюдений на представительных станциях ООР в результате статистической обработки на ЭВМ были получены оценки основных статистических характеристик количества облаков: математического ожидания (\bar{x}), среднего квадратического отклонения (СКО), моды, медианы, коэффициентов вариации, асимметрии и

экспесса, повторяемости градаций количества облаков 0,1—3, 4—6, 7—9, 10 баллов. Для полученных оценок построены симметричные доверительные интервалы на уровне значимости 0,05 с учетом связности метеорологических рядов.

Кривые распределения количества облаков в большинстве районов имеют ярко выраженную *U*-образную форму с малой асимметрией (районы 1, 2 — зимой), с умеренной асимметрией (районы 2, 4 — летом) и большой во всех остальных районах. Для района 4 (зимой) и 1 (летом) характерен *J*-образный характер кривой распределения, а для района 6 (зимой и летом), наоборот, *I*-образный. Такой характер кривых распределения объясняется тем, что максимум повторяемости количества облачности, как правило, приходится на концы распределения.

Так как закон распределения количества облаков не является нормальным, то среднее значение, среднее квадратическое отклонение, коэффициент вариации вообще непоказательны для облачности. Однако среднее значение количества облаков используется как одна из климатических характеристик в ряде специальных расчетов, например, по радиационному балансу, при определении вероятности незакрытия района аэропорта (аэродрома) облаками и др.

Для большинства районов страны наиболее вероятным значением количества облаков является 10 баллов. Для этих районов характерно преобладание значительной и сплошной облачности (например, в районе 4 во всех сезонах года мода распределения количества облаков равна 10 баллам).

Для каждого ООР получены сведения о средней месячной непрерывной продолжительности *T* градаций облачности 0—7 и 8—10 баллов. Наибольшая непрерывная продолжительность существования свойственна сплошной облачности и ясному состоянию неба, а также 7—9-балльной облачности летом. Максимальные значения непрерывной продолжительности сплошной облачности составляют около 288 ч зимой и 96 ч летом приходится на район 4. Ясное состояние неба может сохраняться в течение 54—90 часов.

Среднее время непрерывной продолжительности состояний облачности 0—7 и 8—10 баллов может быть использовано для разработки модели краткосрочного и сверхкраткосрочного прогноза простых и сложных (по количеству облачности) метеорологических условий. В основу этой модели положен марковский процесс без учета и с учетом типизации синоптических ситуаций [6]. При этом временной ряд количества облаков рассматривался как марковский процесс с двумя дискретными состояниями, дискретным и непрерывным временем. Для описания такого процесса необходимо задать в общем случае матрицы вероятностей перехода. В данной статье они были получены на основании статистической обработки исходных временных рядов количества облаков на представительных станциях ООР (см. табл. 2).

Таблица 2

Вероятность (%) перехода облачности из одного состояния в другое за интервал времени τ , ч для января. Район 4.

Облачность в момент времени t , баллы	Облачность в момент времени $t+6$, баллы				
	0	1—3	4—6	7—9	10
0	41,8	11,5	4,3	16,5	25,9
1—3	28,6	25,4	9,5	11,1	25,4
4—6	17,0	8,5	10,6	21,3	42,6
7—9	14,0	6,3	9,6	23,6	46,5
10	4,5	2,2	1,8	10,2	81,3
$t + 12$					
0	27,9	16,1	7,4	14,0	34,6
1—3	23,8	11,1	6,3	11,2	47,6
4—6	6,5	10,9	6,5	28,3	47,8
7—9	12,2	5,1	5,8	22,4	54,5
10	8,5	2,7	2,6	10,5	75,7
$t + 18$					
0	17,8	16,3	5,2	20,0	40,7
1—3	12,9	3,2	11,3	22,6	50,0
4—6	20,0	4,4	8,9	17,8	48,9
7—9	13,6	5,8	5,8	14,8	60,0
10	10,0	3,2	2,5	10,8	73,5
$t + 24$					
0	20,3	12,0	6,0	15,8	45,9
1—3	9,7	8,0	6,5	22,6	53,2
4—6	22,7	9,1	2,3	27,3	38,6
7—9	16,9	6,5	6,5	17,5	52,6
10	8,6	3,2	3,0	10,6	74,6
\bar{P}_t^*	11,6	5,2	3,9	13,1	66,2

* \bar{P}_t^* — средние месячные повторяемости градаций количества облачности.

В работе [6] $P_i(\tau)$ получены в результате интегрирования системы дифференциальных уравнений Колмогорова при известных начальных условиях и матрице интенсивностей вероятностей перехода. При этом соотношение $\lambda_{ij} = 1/\bar{T}_{ij}$, связывающее интенсивность вероятностей перехода λ_{ij} со средним временем непрерывной продолжительности i -го состояния облачности перед переходом в j -е состояние \bar{T}_{ij} , справедливо, если процесс перехода облачной обстановки из одного состояния в другое происходит под влиянием пуассоновского потока событий [8]. При этих условиях в [6] получены рабочие формулы для определения вероятностей перехода двух состояний облачности: 0—7 и 8—10 баллов.

Программа статистической обработки временных рядов количества облаков на представительных станциях ООР предусматривает расчет временных (пространственных) корреляционных и структурных функций, оценок безусловных вероятностей градаций облачности 0, 1—3, 4—6, 7—9, 10 баллов, 0—7 и 8—10 баллов, вероятностей сохранения градаций 0—7, 8—10 баллов как функции времени и расстояния (табл. 3), а также матриц перехода облачной обстановки из одного состояния в другое за интервал времени $\tau=6(6)$ 24 ч для пяти градаций количества облаков: 0, 1—3, 4—6, 7—9, 10 баллов.

Таблица 3

Вероятность (%) сохранения количества общей облачности 8—10 баллов (числитель) и 0—7 баллов (знаменатель). Район 4.

Расстояние, тыс. км									
0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
январь									
$\frac{96}{86}$	$\frac{92}{76}$	$\frac{88}{68}$	$\frac{84}{60}$	$\frac{80}{52}$	$\frac{78}{45}$	$\frac{75}{40}$	$\frac{72}{35}$	$\frac{69}{31}$	$\frac{65}{27}$
июль									
$\frac{86}{80}$	$\frac{78}{70}$	$\frac{71}{64}$	$\frac{65}{60}$	$\frac{60}{54}$	$\frac{56}{50}$	$\frac{52}{48}$	$\frac{48}{45}$	$\frac{45}{42}$	$\frac{43}{40}$

Получено, что наибольшая устойчивость во времени и в пространстве свойственна сплошной облачности и ясному состоянию неба. Вероятность сохранения других состояний облачности меньше. При малых интервалах τ более вероятно сохранение в момент $t_0 + \tau$ того состояния облачности, которое наблюдалось в исходный момент времени t_0 . При больших τ увеличивается вероятность перехода градаций облачности 1—3, 4—6, 7—9 баллов в сплошную облачность.

Изменчивость облачности во времени гораздо значительнее по сравнению с ее изменчивостью по пространству. Корреляционные функции количества облаков быстро убывают со временем и уже через 24—36 ч не всегда статистически значимы. Наблюдающиеся суточные (около 24 ч) колебания общего количества облаков наиболее четко выражены летом, зимой они практически отсутствуют. Наибольшая пространственная изменчивость выявлена в районах 2 (январь) и 6 (июль). Значения коэффициента корреляции в этих районах статистически незначимы уже на расстоянии 500 км.

Анализ изокоррелят полей количества общей облачности для станций, расположенных в центральных частях ООР, показал, что они близки к круговым до расстояния 700—800 км в январе и 500—600 км в июле, что подтверждает независимость корреляции от направления. Таким образом, поле количества облаков в первом приближении можно считать однородным и изотропным по отношению к корреляционной функции вплоть до расстояний 500—800 км. На больших расстояниях изотропность нарушается.

Временные и пространственные корреляционные функции количества облаков ($r_{\hat{x}}$ и $b_{\hat{x}}$), вероятности сохранения градаций облачности 0—7 и 8—10 баллов ($P_{\hat{x}}$) удовлетворительно аппроксимируются на уровне значимости 0,05 зависимостями вида

$$r_{\hat{x}}(\tau) = \exp(-\tau/\tau_0)^\alpha,$$

где τ_0 — интервал времени, в течение которого корреляционная функция количества облаков убывает в l раз; α — параметр расщепления.

Аналогичные формулы можно использовать для $b_{\hat{x}}$ и $P_{\hat{x}}$. Для пространственных функций вместо τ_0 необходимо подставлять характерное расстояние ρ_0 .

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев В. И., Фадеев В. С. Характеристики облачного покрова Северного полушария по данным метеорологических спутников. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 172 с.
2. Дюран Б. С., Оддел П. Л. Кластерный анализ. — М.: Статистика, 1977. — 128 с.
3. Зуев В. Е., Комаров В. С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1986. — 264 с.
4. Классификация и кластер. Пер. с англ. / Под ред. Ю. И. Журавлева. — М.: Мир, 1980. — 392 с.
5. Лаухин С. В., Ременсон В. А., Шустер Л. Г. Использование метода последовательной кластеризации для классификации метеорологических объектов. — М.: ВНИИГМИ-МЦД, Серия метеорология и климатология, 1981, вып. 9 (117), с. 170—178.
6. Ременсон В. А., Шустер Л. Г. Комбинирование динамико-статистических методов для прогноза метеорологических величин. — Тр. ЛГМИ, 1981, вып. 75, с. 62—70.

7. Ременсон В. А. К вопросу о классификации метеорологических объектов. — Тр. ЛГМИ, 1983, вып. 82, с. 78—85.
8. Хан Г., Шапиро С. Статистические модели в инженерных задачах. — М.: Мир, 1969. — 395 с.
9. Clapp P. F. Global cloud cover for seasons using «TIROS» nephaly-ses. — Mon. Wea. Rev., 1964, v. 92, N 11, p. 497—507.
10. Greaves J. R. Delopment of a Global cloud model for simulating Earth-viewing spase missions. — Appl. Met., 1973, v. 12, N 1, p. 12—12.
11. Henderson-Sellers A., Hugnes N. A., Wilson M. Cloud cover archiving on a global scale a discusion of a principles. — Bull. Amer. Met. Soc., 1981, 62, N 9, p. 1300—1307.

ОЦЕНКА ВКЛАДА СЛОИСТОЙ ОБЛАЧНОСТИ В СРЕДНЕЕ КОЛИЧЕСТВО ОБЩЕЙ ОБЛАЧНОСТИ НАД СЕВЕРНЫМ ПОЛУШАРИЕМ

Многообразие форм облаков определяется сложностью процессов их образования. Однако имеются различные возможности, позволяющие проводить классификацию облачных образований по некоторым общим морфологическим или генетическим признакам. В частности, в основу такой классификации может быть положено обстоятельство, что необходимым условием возникновения облачности является наличие вертикальных движений, которые по их специфическим особенностям можно разделить на три вида: конвективные, турбулентные и упорядоченные. В соответствии с тем, какой вид вертикальных движений определяет в основном образование той или иной облачности можно выделить три группы форм облаков.

В первую группу форм облаков, в формирование которых основной вклад вносит конвективные движения, следует отнести формы облаков вертикального развития. Поскольку основным материалом для выполнения данного исследования послужили карты нефанализа северного полушария (0—70° с.ш.) за 1967—1971 гг.*, при построении которых выделялось 11 форм [4], то в эту группу включены кучевообразные, а также кучево-дождевые облака, наблюдаемые как в виде отдельных облачных образований, так и в сочетании с другими формами. Этой группе было дано название конвективной облачности. Ее изучению были посвящены работы [1, 2].

Упорядоченные восходящие вертикальные движения приводят к образованию в основном облачности в циклонических областях, достигая наибольших значений в зонах атмосферных фронтов. Здесь образуются обширные облачные массивы, которые при нефанализе идентифицируются как многослойная (фронтальная) облачность, представляющая вторую группу форм облаков.

* Характеристика этого материала, а также способы табулирования данных, полученных с помощью этих карт, приведены в [3].

Слоистообразные, слоисто-кучевообразные, перистообразные и сочетания всех этих форм облаков возникают преимущественно в результате вертикального турбулентного переноса водяного пара и его конденсации. Поэтому все эти формы можно объединить в группу слоистой облачности. Такие формы облаков, выделяемые при нефанализе как слоистообразные или перистообразные в сочетании с кучевыми можно рассматривать как переходные от группы конвективных к группе слоистых облаков. Однако по характеру географического распределения основных характеристик (повторяемость, количество), эта группа форм более близка к группе слоистой облачности, чем к конвективной. Этот вывод подтверждается количественной оценкой аналогичности полей [1].

В настоящей статье анализируются оценки вклада слоистой облачности в сезонные поля среднего количества общей облачности. Они дают представление о степени участия слоистых облаков в формировании макроструктуры поля общей облачности и, следовательно, степени образования облачности в том или ином географическом районе под влиянием турбулентного переноса водяного пара.

Методика расчета вклада облаков какой-либо формы в среднее количество общей облачности рассмотрена в [1]. Вклад определяет долю среднего количества общей облачности (в %), которая приходится на данную форму облаков.

Для распределения вклада слоистых облаков в среднее количество общей облачности летом характерно наличие области максимума вклада в высоких широтах, от которого далеко к югу вытянуто четыре гребня (рис. 1). Два из них, наиболее хорошо выраженных, ориентированы с арктического бассейна на восточные прибрежные акватории Атлантического и Тихого океанов. В южных частях этих гребней сформированы очаги максимальных значений вклада с замкнутыми изолиниями. В центральной части тихоокеанского очага значения вклада слоистых облаков достигают 72%, а в центральной части атлантического очага — 53%. Примечательным в структуре этих очагов является то, что тихоокеанский очаг не распространяется на континент Северной Америки, так как прибрежные горные цепи препятствуют выносу на материк слоистой облачности, образовавшейся над водами Калифорнийского холодного течения. На западном побережье Северной Африки такого препятствия нет и слоистая облачность, возникшая над холодным Канарским течением под инверсией на восточной периферии азорского антициклона, выносится на Африканский континент далеко на восток.

Следует отметить также, что распределение вклада слоистых облаков летом в значительной степени противоположно распределению такой же характеристики конвективной облачности. Это легко заметить, сравнивая рис. 1 и рис. 1 в [1]. Действительно, над арктическими морями, где отмечается максимум вклада слоистой облачности, находится область минимального вклада конвек-

тивной облачности. Наряду с упомянутыми выше четырьмя гребнями повышенного вклада слоистых облаков в среднее количество общей облачности на карте распределения вклада конвективной облачности видим ложбины его пониженных значений. Это обстоятельство получило количественную оценку. Значения параметра аналогичности ρ легких полей вклада слоистой и конвективной облачности отрицательны и довольно велики. Для океанической части полушария ρ равно $-0,74$, для континентальной $-0,62$, а в среднем по всей полушарной зоне $0-70^\circ$ с. ш. $-0,68$.

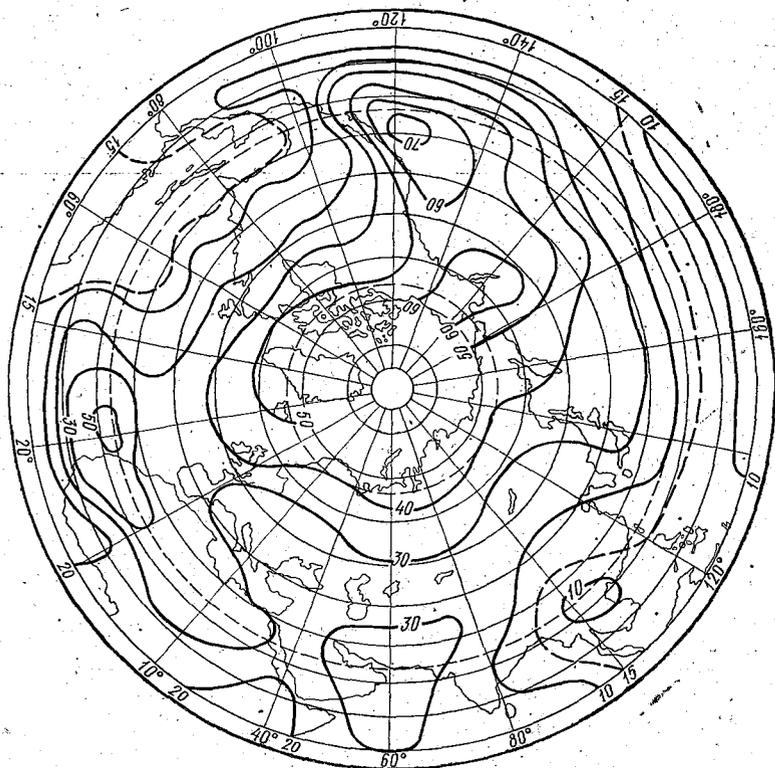


Рис. 1. Вклад слоистой облачности в среднее количество общей облачности летом.

Область преобладания вклада слоистой облачности летом, по сравнению со всеми другими формами облаков вместе взятыми, составляет 11% широтной зоны $0-70^\circ$ с. ш. Поскольку планетарный максимум вклада слоистой облачности находится в высоких широтах, то можно рассчитать среднюю по полушарию широту, южнее которой это преобладание уже не наблюдается, для лета она равна 56° с. ш.

Средние по десятиградусным широтным зонам значения вклада слоистых облаков летом над океанами, континентами и по всему полушарию монотонно убывают с севера на юг (табл. 1). При этом в высоких, умеренных и субтропических широтах вклад слоистой облачности над океанами больше, чем над континентами и только в тропической зоне существует обратное соотношение между океанами и континентами. Однако так как широтный пояс 0—20° с. ш. занимает более 1/3 зоны 0—70° с. ш. и в этом широтном поясе акватория океана почти в два раза превышает территорию континента, суммарный по всей акватории океана вклад слоистой облачности оказывается даже несколько меньше, чем по всей континентальной части полушария.

Таблица 1

Средний по широтным зонам вклад слоистой облачности в среднее количество общей облачности над океанами (О), континентами (К) и полушарием (П), %

Широтная зона, °	Лето			Осень			Зима			Весна			Год		
	О	К	П	О	К	П	О	К	П	О	К	П	О	К	П
60—70	53	49	50	32	49	47	32	60	57	38	45	44	39	51	49
50—60	58	36	40	39	40	40	43	55	52	42	40	41	43	43	43
40—60	43	30	34	29	44	39	37	50	46	37	42	40	36	41	40
30—40	36	29	32	29	37	33	36	52	45	34	37	36	34	39	37
20—30	33	29	32	23	28	25	33	52	42	26	37	31	29	36	32
10—20	22	24	23	15	18	16	30	44	34	19	25	21	22	28	24
0—70	29	31	31	21	33	28	31	49	40	24	35	29	26	37	32

При переходе от лета к осени имеется хорошо выраженная тенденция к перемещению областей повышенных значений вклада слоистых облаков на континенты (рис. 2). В результате этого увеличивается вклад слоистой облачности над Евразией (исключая крайние северо-западные районы Европы и п-ов Индостан), Западной Африкой, над большей частью Северной Америки. Наиболее существенно увеличивается вклад слоистой облачности над Кавказом, южной частью Каспийского моря и прилегающей к ней северной частью Ирана, где он возрастает более чем на 30%. Одновременно на большей части океанов вклад слоистых облаков существенно уменьшается. Так например, над заливом Аляска падение вклада слоистой облачности от лета к осени достигает 33%. В результате на 64% площади северного полушария от лета к осени происходит уменьшение вклада слоистой облачности в среднее количество общей облачности, причем это уменьшение происходит за счет океанов (91% акватории).

Для оценки степени межсезонной перестройки полей вклада слоистой облачности были рассчитаны значения показателя аналогичности ρ сезонных полей (табл. 2). Данные табл. 2 показывают, что наиболее существенная перестройка поля вклада слоистой облачности от лета к осени происходит над континентами.

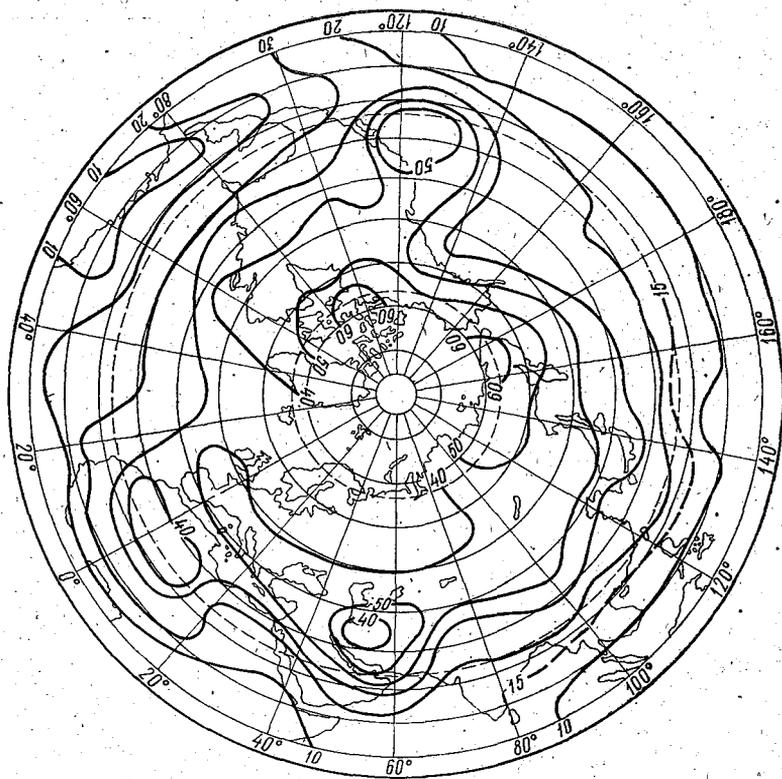


Рис. 2. Вклад слоистой облачности в среднее количество общей облачности осенью.

Площадь, в пределах которой вклад слоистой облачности преобладает над суммарным вкладом всех других форм облаков, осенью меньше, чем летом, и составляет 9% площади широтного пояса $0-70^\circ$ с. ш. Это соответствует среднему положению южной границы этой области примерно на 59° с. ш. Осредненные по десятиградусным широтным зонам значения вклада слоистых облаков в среднее количество общей облачности осенью в общем убывают с севера на юг (табл. 1).

Оценка аналогичности полей вкладов слоистых облаков в среднее количество общей облачности над океанами, континентами и полушарием

Сравниваемые сезоны	О	К	П
Лето, Осень	0,61	0,36	0,47
Осень, Зима	0,62	0,54	0,57
Зима, Весна	0,58	0,56	0,57
Весна, Лето	0,80	0,40	0,59
Зима, Лето	0,68	0,19	0,41
Осень, Весна	0,67	0,88	0,79

В субтропических умеренных и высоких широтах над континентами от лета к осени вклад слоистой облачности увеличивается, а южнее — уменьшается. В среднем над континентальной частью полушария вклад слоистой облачности осенью немного больше, чем летом. Над океанами во всех десятиградусных широтных зонах и океанической частью полушария в целом вклад слоистой облачности от лета к зиме значительно уменьшается.

Смещение областей повышенного вклада слоистой облачности на континенты, начавшееся от лета к осени, продолжается при переходе от осени к зиме. На рис. 3 хорошо видно, что зимой на большей части континентов наблюдаются повышенные (по сравнению с океанами) значения вклада слоистой облачности. На это же указывают данные табл. 1. Во всех десятиградусных широтных зонах зимой вклад слоистой облачности над континентальной частью полушария больше, чем над океанической, в 1,2—1,8 раза.

Следует отметить, что смещение областей повышенного вклада слоистых облаков в среднее количество общей облачности от осени к зиме происходит на фоне его увеличения как над континентальной, так и над океанической частями полушария. На 89% площади океанов и на 93% площади континентов от осени к зиме происходит увеличение вклада слоистой облачности.

От осени к зиме увеличиваются размеры площади полушария, в пределах которой вклад слоистых облаков является преобладающим по сравнению со всеми другими формами облаков. Зимой эта площадь равна 30% от площади широтной зоны 0—70° с. ш., что соответствует среднему положению линии раздела между частями полушария, где вклад слоистой облачности преобладает и где такого преобладания нет, примерно на 42° с. ш.

Данные табл. 2 показывают, что поле вклада слоистых облаков в среднее количество общей облачности при переходе от осени к зиме над океанами испытывает меньшую структурную перестройку, чем над континентами. Зимой, так же как и в ранее рассмотренные сезоны, макроструктура полей вкладов слоистой

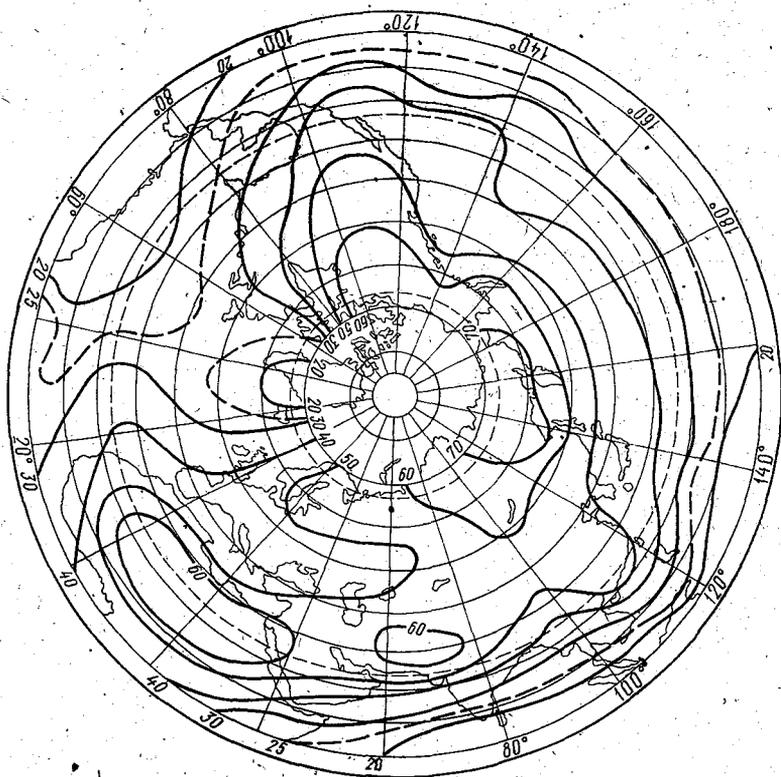


Рис. 3. Вклад слоистой облачности в среднее количество общей облачности зимой.

и конвективной облачности в значительной мере противоположна в том смысле, что областям повышенных значений вклада слоистой облачности противостоят области пониженных значений вклада конвективной облачности, и наоборот (рис. 1 и рис. 2, в [1]). Количественная оценка этого факта такова: показатель аналогичности ρ для океанической части полушария равен — 0,73, для континентальной части — 0,70 и в среднем по всей полушарной зоне 0—70° с. ш. — 0,72.

С переходом от зимы к весне начинается процесс смещения областей повышенных значений вклада слоистых облаков в среднее количество общей облачности с континентов на океаны (рис. 4). Существенно уменьшается площадь области преобладания вклада слоистой облачности по сравнению с другими формами облаков.

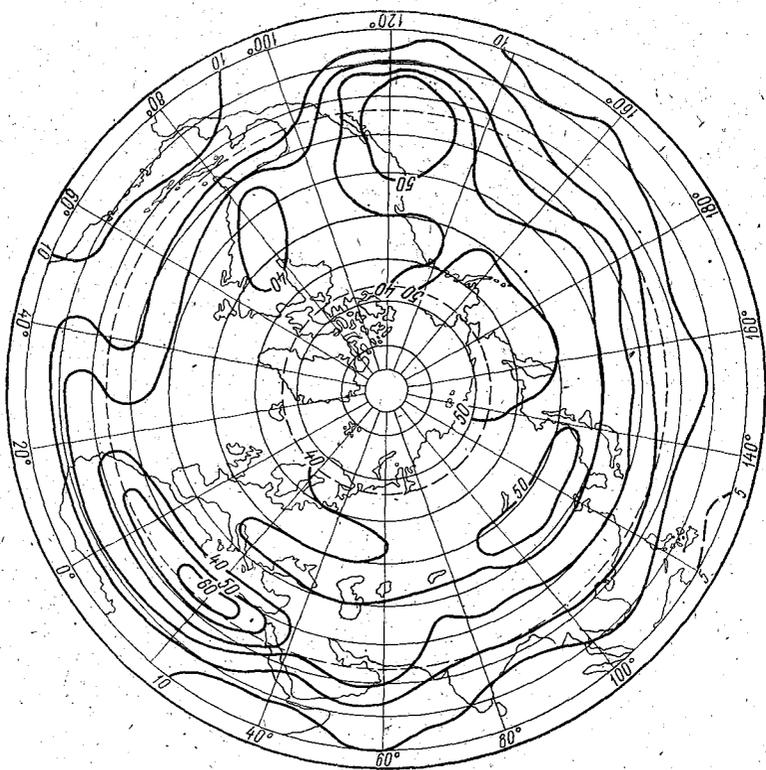


Рис. 4. Вклад слоистой облачности в среднее количество общей облачности весной.

Весной эта площадь составляет только 8% планетарной зоны 0—70° с. ш., что соответствует смещению южной границы области преобладающего вклада слоистой облачности в среднем по полушарию на 60° с. ш.

От зимы к весне наиболее существенно уменьшается вклад слоистых облаков над юго-востоком Китая и северными районами Индии (более чем на 30%). Уменьшается более чем на 20% вклад слоистой облачности над Канадой, севером Восточной Сибири, в приэкваториальной зоне Африки и над западной акваторией Средиземного моря. Над большей частью акватории океана

тоже происходит падение вклада слоистой облачности от зимы к весне, которое, как правило, не превышает 10%.

Над континентальной частью полушария уменьшение вклада слоистой облачности происходит на 93% площади, а над океанической частью — на 82%. В среднем по всей полушарной зоне 0—70° с. ш. уменьшение вклада слоистой облачности от зимы к весне отмечается на 88% площади.

Средние по десятиградусным широтным зонам значения вклада слоистой облачности, за исключением океанической зоны 60—70° с. ш., весной меньше, чем зимой (табл. 1). Степень перестройки структуры поля вклада слоистой облачности в среднем количестве общей облачности от зимы к весне над континентами и океанами примерно одинакова (табл. 2).

Выводы

В годовом ходе над океанической частью полушария имеются две ветви межсезонного увеличения вклада слоистой облачности в среднее количество общей облачности и две ветви межсезонного уменьшения этого вклада. Уменьшение вклада слоистой облачности над океанами происходит при переходе от основных сезонов к переходным как в среднем по всей территории, так и практически по всем десятиградусным широтным зонам. И наоборот, увеличение вклада слоистых облаков в среднее количество общей облачности происходит от переходных сезонов к основным.

Межсезонная изменчивость вклада слоистых облаков в среднее количество общей облачности над всей континентальной частью полушария имеет одну восходящую ветвь от лета к зиме и одну нисходящую от зимы к лету. При этом не всегда межсезонные изменения в различных широтных зонах носят характер, совпадающий со средней по континентальной части полушария изменчивостью. От осени к зиме и от зимы к осени во всех десятиградусных широтных зонах знаки межсезонных изменений одинаковы, тогда как при переходе от весны к лету и от лета к зиме не во всех широтных зонах знаки совпадают со знаком средней по континентальной зоне изменчивостью. Начавшееся от весны к лету увеличение вклада в высоких широтах распространяется далее к югу и при переходе от лета к осени охватывает высокие, умеренные и субтропические широты. Далее при переходе от осени к зиме рост вклада слоистой облачности охватывает все десятиградусные широтные зоны.

Значительно меняется от сезона к сезону площадь полушария, в пределах которой вклад слоистых облаков в среднее количество общей облачности является преобладающим, по сравнению с вкладом всех остальных форм облаков, вместе взятых. Эта площадь максимальна зимой и составляет 30% от площади планетарной широтной зоны 0—70° с. ш. и минимальна в переходные сезоны (8% весной и 9% осенью).

Наиболее существенная перестройка сезонных полей вклада слоистой облачности в среднем на полушарии происходит от осени к зиме, когда на 92% площади планетарной зоны 0—70° с. ш. увеличивается вклад слоистой облачности, и от зимы к весне, когда на 88% площади планетарной зоны 0—70° с. ш. происходит уменьшение этого вклада. Над океанической частью полушария при каждой смене сезонов меняется знак преобладающего изменения вклада, причем он охватывает более чем 80% акваторий. Над континентами от лета к осени и от осени к зиме на большей части их площади происходит увеличение вклада слоистых облаков, а от зимы к весне и от весны к лету, наоборот, уменьшение вклада.

Все сезонные поля вклада слоистых облаков в среднее количество общей облачности, а не только поля смежных сезонов, имеют довольно высокую степень аналогичности. Наиболее схожими по структуре являются поля переходных сезонов, а наименее аналогичными — поля основных сезонов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев В. И. Оценка роли конвекции в формировании планетарного облачного покрова. — В сб.: Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства. Л., изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 43—50 (ЛГМИ).

2. Воробьев В. И. Межсезонная изменчивость вклада конвективной облачности в среднее количество общей облачности над северным полушарием. — В сб.: Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений. Л., изд. ЛПИ, 1986, вып. 92, с. 137—141 (ЛГМИ).

3. Воробьев В. И., Фадеев В. С. Характеристики облачного покрова северного полушария по данным метеорологических спутников. — Л.: Гидрометеопиздат, 1981. — 171 с.

4. Минина Л. С. Практика нефанализа. — Л.: Гидрометеопиздат, 1970. — 336 с.

СИНОПТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, СОХРАНЕНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ГОЛОЛЕДНО-ИЗМОРОЗЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БОЛЬШОЙ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ

С прохождением циклонов и связанных с ними фронтов над Европейской частью СССР, с их интенсивностью и направленностью в значительной мере связано распределение гололедно-изморозевых отложений во времени и пространстве. Степень их воздействия и опасность для объекта при его эксплуатации определяется не только величиной отложения и гололедно-ветровой нагрузкой, но и продолжительностью ее воздействия. Автором данной статьи приводится типизация синоптических процессов при образовании, сохранении и разрушении гололедно-изморозевых отложений. Типизация выполнена на основании анализа 2880 высотных и приземных карт погоды для 75 случаев отложений продолжительностью более 100 ч на территории Кольского п-ва за период с 1961 по 1976 г.

К. Г. Абрамович [1] была проведена типизация атмосферных процессов при образовании гололеда для ЕЧС в зависимости от траекторий движения циклонов. Были выделены три группы процессов образования гололеда и изморози. В первой группе рассматриваются три типа процессов:

Тип 1.1. Циклоны перемещаются по высоким широтам, через территорию Кольского п-ва движутся ложбины с фронтами. Образование гололеда происходит как на фронтах, так и в теплых секторах циклонов.

Тип 1.2. Характерны ныряющие циклоны, которые перемещаются из районов Гренландии и Исландии на восток, а затем (от Баренцева моря) на юг или юго-восток.

Тип 2.1. Циклоны движутся по средним широтам. Основные центры циклонов заполняются либо над Северным, либо над Балтийским морем. В их ложбинах возникают частные центры, которые меняют свою траекторию и в дальнейшем движутся на северо-восток. С этим типом циклонов связано образование фронтальных гололедов.

Во вторую группу сведены случаи образования зернистой изморози большой продолжительности, связанные с адвекцией тепла, наблюдавшейся при следующих синоптических ситуациях:

- северная и северо-западная периферии антициклона;
- тыловые части гребней при приближении теплых фронтов (при этом происходит смена адвекции холода на адвекцию тепла);
- теплые секторы циклонов;
- седловины.

В третьей группе рассматриваются случаи, когда образование кристаллической изморози большой продолжительности происходит за счет постепенного похолодания в нижней части тропосферы. Синоптические условия:

- гребни, сформировавшиеся в тыловых частях циклонов над Скандинавией;
- тыловые части заполняющихся циклонов;
- центральные части антициклонов;
- периферии антициклонов (юго-западная и северо-восточная);
- гребни Сибирского антициклона;
- седловины.

Наибольшее число случаев (58 из 75) большой продолжительности гололедно-изморозевых отложений приходится на кристаллическую изморозь, наилучшие условия для образования которой создаются в тыловых гребнях (табл. 1).

Таблица 1

Распределение числа случаев образования кристаллической изморози большой продолжительности в зависимости от барического поля у земли

Центр антициклона	Периферия антициклона		Тыловой гребень	Гребень Сибирского антициклона	Седловина	Тыл циклона	Всего
	северо-восточная	юго-восточная					
4	1	1	22	6	7	17	58

Образование сложного отложения зависит от последовательной смены барических полей, поэтому стадия сложного отложения связана с определенными синоптическими условиями.

Рассмотрим синоптические условия длительного сохранения и разрушения гололедно-изморозевых отложений. В период с 1961 по 1976 г., когда наблюдались случаи гололедно-изморозевых отложений большой продолжительности, в высоких и умеренных широтах преобладала меридиональная циркуляция атмосферы для которой характерно наличие высокой ложбины (ее ось ориентирована в направлении от Баренцева моря на Черное), а также гребня над восточной частью Атлантического океана.

В распределении аномалий давления, температуры воздуха и осадков при меридиональной циркуляции характерно следующее: под восточными частями высотных гребней и западными частями ложбин у поверхности земли формируются области положительных аномалий давления, отрицательных аномалий температуры и дефицита осадков; над западными частями высотных гребней и восточными частями высотных ложбин у поверхности земли формируются области отрицательных аномалий давления, положительных аномалий температуры [2, 3]. Необходимо отметить, что в некоторых случаях сохранение отложений наблюдалось при очень размытых барических полях (малоградиентное поле высокого или низкого давления).

Из синоптических процессов, преобладающих по числу синоптических сроков, в течение которых сохранялись длительное время гололедно-изморозевые отложения, выделены семь основных типов (рисунок).

Тип 1. Северо-западное холодное вторжение. Поступление холодных масс арктического воздуха в тыловых частях циклонов за холодным фронтом.

Тип 2. Северная или северо-восточная периферия антициклона.

Тип 3. Полярные вторжения. Вторжения масс холодного арктического воздуха, связанные с подвижными антициклонами. Траектории антициклонов направлены с северо-запада на юго-восток (нормальные полярные оси).

Тип 4. Ультраполярные вторжения масс холодного воздуха, связанные с антициклонами, движущимися с северо-востока на юго-запад (ультраполярные оси).

Тип 5. Влияние гребня Сибирского антициклона.

Тип 6. Тыловая часть стационарного заполняющегося циклона.

Тип 7. Малоградиентное барическое поле.

В табл. 2 представлено распределение гололедно-изморозевых отложений большой продолжительности для указанных типов синоптических процессов.

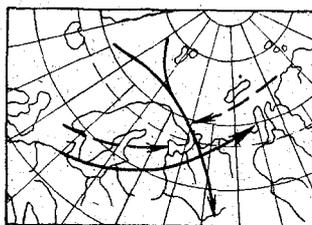
Таблица 2

Распределение числа случаев гололедно-изморозевых отложений большой продолжительности в зависимости от типов синоптических процессов

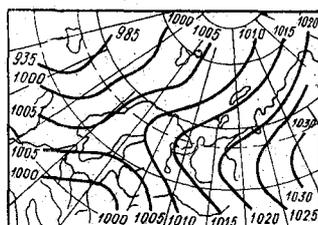
Типы процессов	1	2	3	4	5	6	7	
Число случаев	24	12	4	5	10	11	9	Итого 75

По данным табл. 2 можно сделать вывод о том, что наиболее благоприятными для длительного сохранения отложений являются процессы типа 1, 2 и 6, то есть те процессы, при которых наблюдаются устойчивые северо-западные потоки. При пятом типе процессов в районе Кольского п-ва преобладает преимущественно

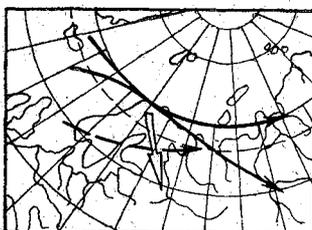
малооблачная погода и происходит интенсивное радиационное выхолаживание. Для полярных и ультраполярных вторжений число



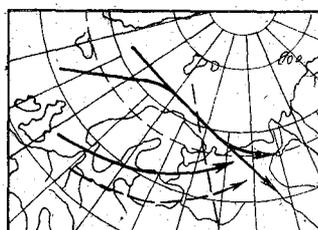
Jun 1



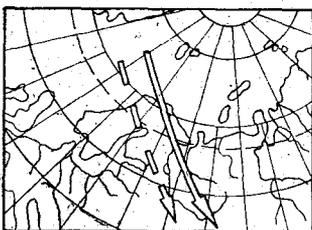
Jun 5



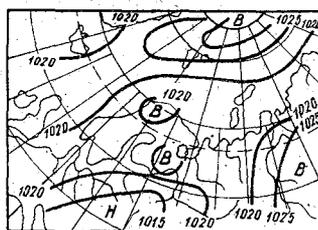
Jun 2



Jun 6



Jun 3



→ Травектория циклонов
 ⇨ Травектории антициклонов

Типовые синоптические процессы над Кольским п-вом при длительном сохранении отложений.

случаев длительного сохранения отложений (большую часть которых составляет кристаллическая изморозь) мало, что, вероятно, связано с неблагоприятным режимом ветра, сопровождающим эти типы процессов.

Синоптические условия при разрушении гололедно-изморозевых отложений определяются в основном теми же процессами, что и при образовании, то есть циклонами типа 1.1, 1.2, 2.1 по типизации [1]. При этих процессах наблюдается резкое повышение температуры воздуха у поверхности земли, а также усиление ветра в передних частях циклонов при прохождении теплых фронтов. В отличие от циклонов, определенных процессами типа 1, 2 и 6, циклоны типа 1.1, 1.2, 2.1 характеризуются большими контрастами температур на теплых фронтах и большими площадями, занятыми теплыми секторами. Вероятно, последний фактор играет основную роль при разрушении отложений во время прохождения циклонов типа 1.1. Были отмечены случаи разрушения отложений в связи с адвекцией тепла на западной и северо-западной периферии антициклона. Разрушение гололедно-изморозевых отложений в размытом барическом поле связано с длительным предшествующим выветриванием и испарением отложений на протяжении всего периода его существования.

В табл. 3 представлено распределение числа случаев разрушения гололедно-изморозевых отложений в зависимости от типа синоптических процессов. Видно, что наибольшее число случаев приходится на теплые секторы и теплые фронты циклонов типа 1.1 и 1.2, а на циклоны типа 2.1 — на передние части. Это связано с особенностями траекторий циклонов.

Таблица 3

Распределение числа случаев разрушения гололедно-изморозевых отложений в зависимости от типов синоптических процессов

Циклоны типа 1.1			Циклоны типа 1.2			Циклоны типа 2.1			Северо-западная периферия антициклона	Размытое барическое образование	Всего случаев
передняя часть	теплый сектор	теплый фронт	передняя часть	теплый сектор	теплый фронт	передняя часть	теплый сектор	теплый фронт			
5	16	11	6	6	8	8	3	3	3	5	75

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович К. Г.* Условия образования гололеда на Европейской территории Союза. — Л.: Гидрометеиздат, 1944. — 130 с.
2. *Гирс Л. А.* Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 488 с.
3. *Кац А. Л.* Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. Л.: Гидрометеиздат, 1960, с. 58—61.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ В СЛОЕ 0—50 см НА ОСНОВЕ ИЗМЕРЕНИЙ СВЧ-ИЗЛУЧЕНИЯ

Измерения влажности почвы на большой территории необходимы для решения гидрологических, сельскохозяйственных, транспортных и других задач. Перспективным методом определения влажности почвы является СВЧ-радиометрический метод. Теоретические и экспериментальные работы, посвященные СВЧ-радиоизлучению почв [1, 4, 6], продемонстрировали возможности дистанционного зондирования влажности почвы в поверхностном слое толщиной 5—10 см. Так как для решения указанных выше прикладных задач требуется знание влажности в полуметровом и метровом слоях почвы, то необходима методика определения влажности поверхностного слоя почвы СВЧ-радиометрическим методом и некоторая дополнительная информация.

В настоящее время известны две экспериментальные работы [3, 7], в которых исследована возможность оценки распределения влажности почвы на глубине по данным дистанционного зондирования СВЧ-радиометрическим методом. В [7] отмечается хорошее согласование радиометрических измерений на длинах волн 0,81; 2,2; 6 и 21,4 см с данными наземных измерений влажности почвы, незначительно изменяющейся с глубиной. Методика обработки данных эксперимента «интуитивна» и не имеет строгого обоснования. В [3] впервые предложена обоснованная методика восстановления профиля влажности почв по данным дистанционных СВЧ-радиометрических измерений влажности поверхностного слоя почв и априорной информации об агрогидрологических свойствах почв. Она применима только при равновесном распределении влаги и позволила в условиях Казахстана оценить влагозапас метрового слоя почвы со средней относительной ошибкой 13% и максимальной, не превышающей 35% [3]. Существенным недостатком методики является то, что определение влажности поверхностного слоя почвы производится по установленной экспериментом связи излучательной способности почвы, которая является

характеристикой, осредненной по площади, попадающей в поле зрения СВЧ-радиометра, с точечными значениями влажности почвы, определенной термостатновесовым способом. Поскольку влажность почвы характеризуется большой пространственной изменчивостью, величина влажности полуметрового или метрового слоя почвы, определенная по способу, предлагаемому авторами [3], будет содержать существенную методическую ошибку.

В данной работе предлагается способ определения влажности деятельного слоя почвы по измерению СВЧ-излучения и связи излучательной способности почвы с индексом предшествующих осадков тонкого (5—10 см) слоя почвы, причем эта связь используется для расчета количества выпавших осадков. Расчетные значения количества выпавших осадков затем используются при построении алгоритма определения влажности слоя почвы 0—50 см. Наконец, по экспериментально установленной связи влажности почвы этого слоя с индексом предшествующих осадков вычисляется влагозапас деятельного слоя почвы.

В качестве способа оценки среднего значения влажности почвы больших территорий был выбран индекс предшествующих осадков [2] исходя из его простоты и способности характеризовать влажность почвы на больших территориях. Формула для расчета индекса предшествующих осадков имеет вид [2]

$$I_i = I_{i-1} \cdot k_i + P_i, \quad (1)$$

где I — индекс предшествующих осадков; P — количество выпавших осадков за данные сутки, мм; k — постоянная обеднения; i — день оценивания.

Для расчета индексов предшествующих осадков слоев 0—10 и 0—50 см ровной без растительности экспериментальной площадки из суглинистого грунта размером 7×7 м с 15 апреля по 1 августа 1983 и 1984 гг. производилось измерение плевниографом количества выпавших осадков и определение коэффициентов обеднения.

По формуле (1), в которой индексы предшествующих осадков i и $i-1$ дней заменялись фактическими значениями влажности слоев почвы 0—10 и 0—50 см, измеренной термостатно-весовым способом [5] и выраженной в миллиметрах осажденной воды, по данным о количестве ежесуточных осадков были рассчитаны коэффициенты обеднения k_i для каждого дня с 15 апреля по 1 августа 1983 и 1984 гг. слоя почвы 0—10 см и 0—50 см. Формула для расчетов коэффициентов обеднения k_i имеет вид

$$k_i = \frac{\omega_i - P_i}{\omega_{i-1}}, \quad (2)$$

где ω_{i-1} и ω_i — влажность соответствующего слоя почвы в $i-1$ и i день соответственно в миллиметрах осажденной воды.

Среднемесячные значения коэффициентов обеднения представлены в табл. 1 и 2 для слоев почвы 0—10 и 0—50 см соответственно.

Таблица 1

Среднемесячные значения коэффициентов обеднения k_{10} для 10-см слоя суглинистой почвы

Год	Месяцы		
	май	июнь	июль
1983	0,90	0,83	0,82
1984	0,88	0,82	0,80

Таблица 2

Среднемесячные значения коэффициентов обеднения k_{50} для 50-см слоя суглинистой почвы

Год	Месяцы		
	май	июнь	июль
1984	0,96	0,94	0,93

В июле 1983 и 1984 гг. была исследована связь индекса предшествующих осадков слоя почвы 0—10 см с излучательной способностью почвы, измеренной радиометром на $\lambda=21$ см, установленным на вышке на высоте 5 м над исследуемой суглинистой площадкой. Антенна радиометра была направлена в надир. Излучательная способность почвы рассчитывалась по формуле:

$$x = T_{я}/T_c, \quad (3)$$

где $T_{я}$ — радиояркая температура почвы с десятикратной повторяемостью; T_c — термодинамическая температура слоя почвы 0—10 см, которая измерялась почвенными термометрами с четырехкратной суточной повторностью. Средние значения радиояркой и термодинамической температур, найденные по формуле (3), использовались для расчета излучательной способности почвы. По формуле (1) рассчитывались индексы предшествующих осадков, характеризующие увлажнение слоев почвы 0—10 и 0—50 см. Расчет начинался за два месяца до 1 июля 1983 и 1984 гг., т. е.

с 1 мая. В качестве начального значения индексов предшествующих осадков была принята половина осадков за третью декаду апреля.

Связь излучательной способности почвы κ с индексом предшествующих осадков I слоя почвы 0—10 см была аппроксимирована зависимостью вида

$$I = B_0 + B_1 \kappa + B_2 \kappa^2. \quad (4)$$

Расчет количества выпавших осадков на основе полученных значений I может быть произведен по формуле

$$P_i = I_i - I_{i-1} \cdot k_{10}, \quad (5)$$

где I_{i-1} и I_i определяются по ежедневным измерениям излучательной способности почвы κ с помощью установленной зависимости (4).

Поскольку толщина слоя почвы, излучение которого фиксируется радиометром, меняется от суток к суткам в течение одного месяца в первую очередь в зависимости от влажности почвы, то в формуле (5) используемое k_{10} фиксированного слоя почвы 0—10 см может оказаться не оптимальным в смысле минимума среднеквадратической ошибки определения осадков P_i на основе измерений κ и использования связи (4). Для учета возможных вариаций k производился подсчет индекса предшествующих осадков тонкого слоя при изменении среднего значения k июля 1983 и 1984 гг. через 0,02 от 0,70 до 0,84 и определялось оптимальное $k_{\text{опт}}$ в смысле минимума средней квадратической ошибки расчета количества выпавших осадков. Оптимальное $k_{\text{опт}}$ оказалось равным 0,78 для июля 1983 и 1984 гг. Статистические характеристики связи индекса предшествующих осадков I^* с излучательной способностью κ для $k_{\text{опт}}$ приведены в табл. 3, а экспериментальные результаты и аппроксимирующие кривые связи I^* с κ — на рис. 1 и 2 для июля 1983 и 1984 гг. соответственно.

Таблица 3

Статистические характеристики связи индекса предшествующих осадков с излучательной способностью почвы для $k_{\text{опт}}$

Год	Уравнение нелинейной регрессии	Коэффициент детерминации	Среднеквадратическая ошибка расчета I^* по уравнению нелинейной регрессии
1983	$I^* = 431 - 844\kappa + 415\kappa^2$	0,96	5,7
1984	$I^* = 541 - 1077\kappa + 537\kappa^2$	0,98	3,0

Расчетные значения количества выпавших осадков были проверены по зависимому ряду 1983 и 1984 гг., а также на независимом ряде, т. е. для определения P_i использовались значения излучательных способностей, полученные в июле 1984 г., а уравнение

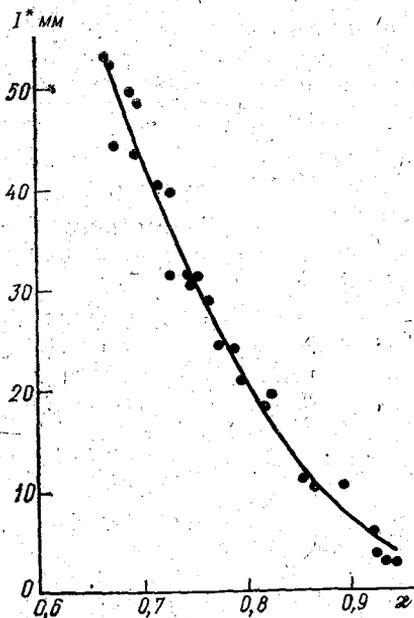


Рис. 1. Связь излучательной способности почвы с индексом предшествующих осадков тонкого слоя (июль 1983 г.)

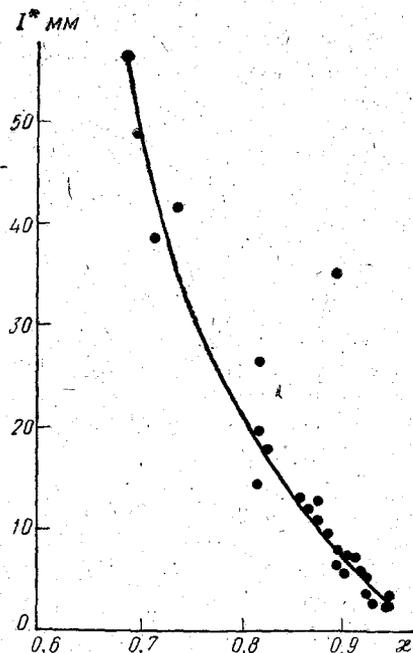


Рис. 2. Связь излучательной способности почвы с индексом предшествующих осадков тонкого слоя (июль 1984 г.)

связи I^* с x , построенное для июля 1983 г. По расчетным и фактическим осадкам были вычислены коэффициенты корреляции и среднеквадратические отклонения расчетных значений P_i от фактических. Результаты расчетов приведены в табл. 4.

Таблица 4

Коэффициенты корреляции и среднеквадратические отклонения расчетных значений осадков от фактических

Характеристика ряда наблюдений	Коэффициент корреляции	Среднеквадратическое отклонение расчетных значений количества выпавших осадков от фактических
Зависимый (1983 г.)	0,98	2,45
Зависимый (1984 г.)	0,94	2,31
Независимый	0,94	2,63

Для построения алгоритма расчета влажности в слое почвы 0—50 см была установлена связь между фактической влажностью слоя почвы 0—50 см и индексом предшествующих осадков I_{50} (рис. 3). Экспериментальные результаты были аппроксимированы зависимостью вида

$$w'_{50} = 8,13 I_{50}^{0,66} \quad (6)$$

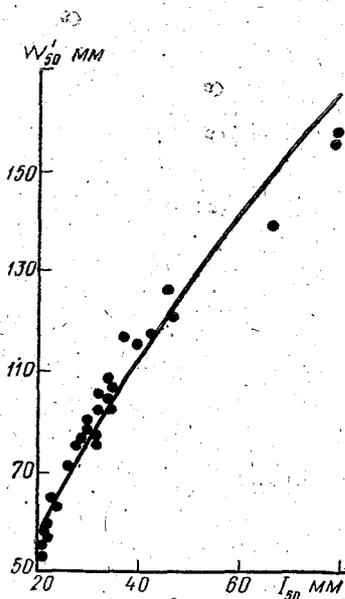


Рис. 3. Связь фактической влажности слоя почвы 0—50 см с индексом предшествующих осадков этого слоя.

с коэффициентом детерминации $R^2 = 0,94$ и среднеквадратическим отклонением $\delta = 4,5$ мм. Для того, чтобы использовать уравнение (6) для расчета влажности слоя почвы 0—50 см на основе измерения излучательной способности, необходимо выразить I_{50} через I^* . Тогда формула для расчета индекса предшествующих осадков будет иметь вид

$$IP_i = [I_i^* - I_{i-1}^* \cdot k_{\text{опт}}] + IP_{i-1} \cdot k_{50}, \quad (7)$$

где IP — индекс предшествующих осадков 50-сантиметрового слоя почвы, рассчитанный по осадкам, полученным по связи индекса предшествующих осадков тонкого слоя I^* с излучательной способностью почвы k ; k_{50} — среднемесячное значение коэффициента обеднения 50-сантиметрового слоя почвы. Подставляя (7) в (6) получим алгоритм расчета влажности w'_{50} слоя почвы 0—50 см:

$$w'_{50} = 8,13 [(I_i^* - I_{i-1}^* \cdot k_{\text{опт}}) + IP_{i-1} \cdot k_{50}]^{0,66}, \quad (8)$$

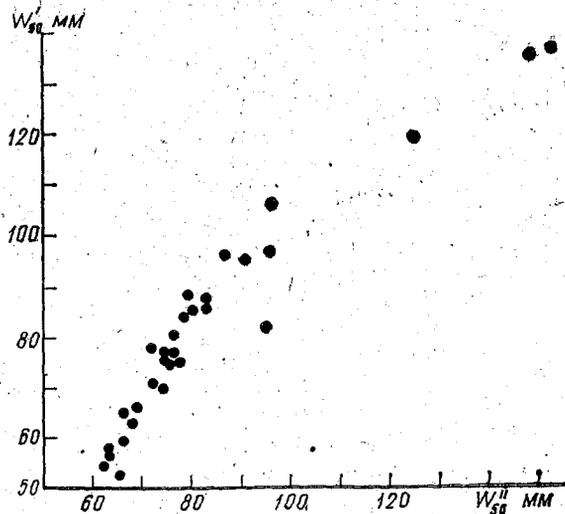


Рис. 4. Сравнение фактических и расчетных значений влажности слоя почвы 0—50 см (зависимый ряд)

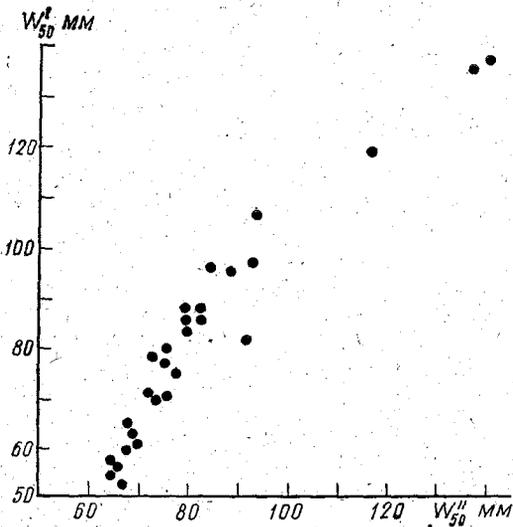


Рис. 5. Сравнение фактических и расчетных значений влажности слоя почвы 0—50 см (независимый ряд)

где I^* может быть оценено по уравнению связи индекса предшествующих осадков с излучательной способностью почвы k для $k_{\text{опт}}$. Сравнение фактических и расчетных значений влажности слоя почвы 0—50 см приведено на рис. 4 и 5 для зависимого и независимого ряда соответственно. Средние относительные ошибки расчета влажности этого слоя равны 8,3% и 7,7% для зависимого и независимого ряда соответственно.

Выводы

1. Экспериментально установлена возможность расчета количества выпавших осадков на основе связи индекса предшествующих осадков тонкого слоя почвы с ее излучательной способностью.
2. Индекс предшествующих осадков может быть лучшей оценкой влажности почвы больших территорий, чем точечные данные о влажности почвы, измеренной термостатно-весовым методом на существующей сети гидрометеорологических станций.
3. Разработана методика определения влажности слоя почвы 0—50 см на основе расчета количества выпавших осадков по ежедневному измерению излучательной способности почвы и использовании связи влажности слоя почвы 0—50 см с индексом предшествующих осадков этого слоя.
4. Достоинством методики является то, что она пригодна для оценивания влагозапаса почвы при неравновесных условиях распределения влаги в почве. Может быть применена для оценки влагозапаса более толстых слоев почвы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радиоизлучение Земли как планеты. — М.: Наука, 1974. — 188 с.
2. Бефани Н. Ф., Калинин Г. П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. — Л.: Гидрометеоздат, 1965. — 439 с.
3. Кондратьев К. Я., Рабинович Ю. И., Шульгина Е. М., Мелентьев В. В. Станционное определение запасов продуктивной влаги в почве. — Метеорология и гидрология, 1977, № 6, с. 78—89.
4. Метеорологическое зондирование подстилающей поверхности из космоса / Под редакцией К. Я. Кондратьева. Л., Гидрометеоздат, 1979. — 245 с.
5. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. II. Л., Гидрометеоздат, 1973. — 287 с.
6. Новиков А. В. Измерение влажности почвы радиометрическим методом. Тез. докл. на научно-технической конференции (20—22 ноября 1984 г.). Л., ВИКИ, 1984, с. 21.
7. Poe G., Sogrin A., Edgerton A. T. Determination of soil, moisture content using microwave radiometry. Summ. Rep., 1684 R-2. El Monte, Calif.: Aerojet Gen. Corp., 1971. — 18 p.

СПОСОБ РАСЧЕТА СТИЛИЗОВАННЫХ БЛАНКОВ КАРТ ПОГОДЫ ДЛЯ ОПЕРАТИВНОГО ОТОБРАЖЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Отображение метеоинформации погоды с помощью алфавитно-цифрового печатного устройства (АЦПУ) можно производить непосредственно на бланки карт с заранее нанесенными на них контурами береговых линий и координатной сеткой. Однако при этом возникают трудности с установкой начала печати карты, из-за неточности расположения которой появляются ошибки в привязке станций к географическим координатам бланка карты. Для устранения этого недостатка предлагается наносить метеоинформацию АЦПУ на стилизованные бланки карт, на которых положение береговой линии материков и координатной сетки рассчитано на ЭВМ, и производить вывод на печать метеоинформации совместно с печатью точек береговой линии материков и координатной сетки. Данный способ предложен для отображения изолиний метеорологических элементов с помощью графопостроителя [1].

В практической работе появляется необходимость оперативного отображения первичной метеоинформации на карты различных районов, масштабов и проекций. Для решения этой задачи предлагается программа генератора стилизованных карт, которая предназначена для построения с помощью ЭВМ стилизованных карт в стереографической, квадратной, меркаторской и ортографической системах координат с изображением в виде точек береговой линии материков и наиболее крупных островов, а также метеорологических станций Северного полушария. В программе также предусмотрено изменение масштаба рассчитываемых карт до $1 : 2\,500\,000$, что позволяет полностью выводить всю имеющуюся метеоинформацию на отдельные направления.

Исходными данными для расчета карт является массив координат точек контуров береговой линии Северного полушария, снятый с карты стереографической проекции масштаба $1 : 20\,000\,000$ с шагом $0,1^\circ$ по широте и долготе. Кроме того, через внешнее устройство ЭВМ задаются проекция, масштаб и район, которые вводятся в ЭВМ в виде координаты центра печати стилизованной карты.

В связи с тем что ширина листа АЦПУ не позволяет печатать весь бланк карты одновременно, для вывода карты Северного полушария предусмотрено разбиение массива координат на 6 стандартных районов, через 60° долготы, что дает возможность последовательно выводить на печать по отдельным районам все Северное полушарие с последующим составлением стилизованной карты с масштабом не более 1 : 15 000 000. Для увеличения масштаба карты Северного полушария предусмотрено увеличение разбиения массива координат на большее число стандартных районов.

На рис. 1 приведена блок-схема программы.

Блок 1. Ввод исходных данных:

— географические координаты точек береговой линии Северного полушария и метеостанций, а также их индексы.

— масштаб карты, выводимый на печать;

— номер района Северного полушария, береговую линию которого необходимо вывести на печать;

— указатель системы координат.

Блоки 2, 3. Выбор района карты, который необходимо вывести на печать.

Блоки 4, 6, 8, 9. Выбор заданной системы координат.

Блоки 5, 7, 9, 11. Преобразование географических координат в заданную систему координат по уравнениям с [1]:

1. Стереографическая система координат:

$$\begin{aligned}x &= R \operatorname{tg} \frac{\varphi}{2} \cos \lambda; \\y &= 1,66 R \operatorname{tg} \frac{\varphi}{2} \sin \lambda.\end{aligned}\quad (1)$$

2. Ортографическая система координат:

$$\begin{aligned}x &= R \sin \varphi \sin (\lambda - \lambda_0); \\y &= 1,66 R \sin \varphi_0 \cos \varphi - \cos \varphi_0 \sin \varphi \cos (\lambda - \lambda_0).\end{aligned}\quad (2)$$

3. Квадратная система координат:

$$\begin{aligned}x &= \begin{cases} R \lambda / 180^\circ & \text{при } 0 \leq \lambda \leq 180^\circ, \\ R (\lambda / 180^\circ - 2) & \text{при } 180^\circ \leq \lambda \leq 360^\circ, \end{cases} \\y &= 1,66 R (1 - \varphi / 90^\circ).\end{aligned}\quad (3)$$

4. Меркаторская система координат:

$$\begin{aligned}x &= \begin{cases} R \lambda / 180^\circ & \text{при } 0 \leq \lambda \leq 180^\circ, \\ R (\lambda / 180^\circ - 2) & \text{при } 180^\circ \leq \lambda \leq 360^\circ, \end{cases} \\y &= 1,66 R \ln (\operatorname{tg} (90^\circ - 0,5 \varphi)) / \pi.\end{aligned}\quad (4)$$

где x, y — координаты точек в соответствующей системе координат; φ, λ — географические координаты.

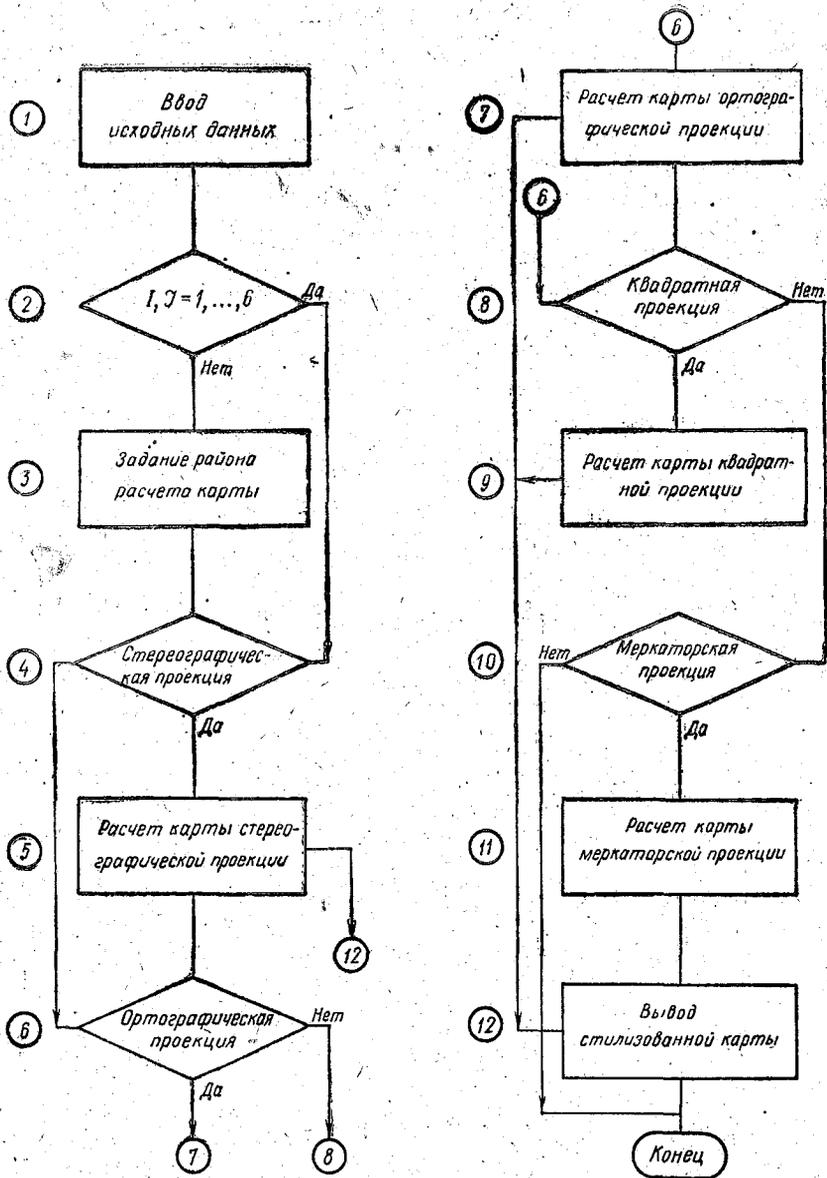


Рис. 1. Блок-схема программы генератора стилизованных карт.

Алгоритмы преобразования географических координат в одну из названных систем аналогичны друг другу, поэтому на рис. 2 приведена блок-схема расчета только стереографической системы координат. Блоки 5.1—5.3 производят построение координатной сетки:

* Блок 5.1. Расчет положения параллелей на листе АЦПУ с шагом $\Delta\lambda = n$, $\Delta\varphi = m$, где $0 \leq \varphi \leq 70^\circ$.

Блок 5.2. Расчет положения меридианов с шагом $\Delta\lambda = 5n$, $\Delta\varphi = H$, где

$$H = 0,3 + 2,94 \sin \varphi \quad \text{при } 0 \leq \varphi \leq 60^\circ. \quad (5)$$

Данная формула позволяет равномерно распределять точки, обозначающие меридианы и параллели независимо от широты.

Блок 5.3. Расчет положения меридиана с шагом $\Delta\lambda = 30n$ в пределах 60° — 80° широты, причем шаг по широте рассчитывается по уравнению (5). Для сокращения расчетов по определению положения точек береговой линии и устранения избыточности точек в программе предусмотрен выбор координат точек контура береговой линии из массива по долготе с шагом $\Delta\lambda = k$. По широте шаг определяется по формуле:

$$\Delta\varphi = 2 \operatorname{tg} b k_1, \quad (6)$$

$$b = \operatorname{tg} \varphi_1 / 2 \cos \lambda_1, \quad (7)$$

$$k_1 = \sqrt{2/R^2 - \operatorname{tg}^2 \varphi_1 / 2 \sin^2 \Delta\lambda}, \quad (8)$$

где φ_1 , λ_1 — предыдущие координаты точки береговой линии.

Блок 5.4. Расчет шага выбора точек береговой линии в исходном массиве по формулам 6, 7, 8.

Блок 5.5. Считывание географических координат точек береговой линии.

Блок 5.6. Ограничение считываемых точек береговой линии по заданному району.

Блок 5.7. Выбор точек, которые будут выводиться на печать, на бланк стилизованной карты.

Блок 5.8. Расчет координат точек береговой линии по формулам и формирование бланка стилизованной карты.

Блоки 5.9 и 5.10. Считывание индексов станций и их географических координат, а также отбор станций, которые входят в заданный район.

Блок 5.11. Так же как в блоке 5.8: расчет координат и ввод их в массив сформированного бланка карты. В блоке предусмотрен выход на блок 12, в котором организован вывод сформированного бланка карты. В блоке предусмотрен выход на блок 12, в котором организован вывод сформированного массива на печатающее устройство.

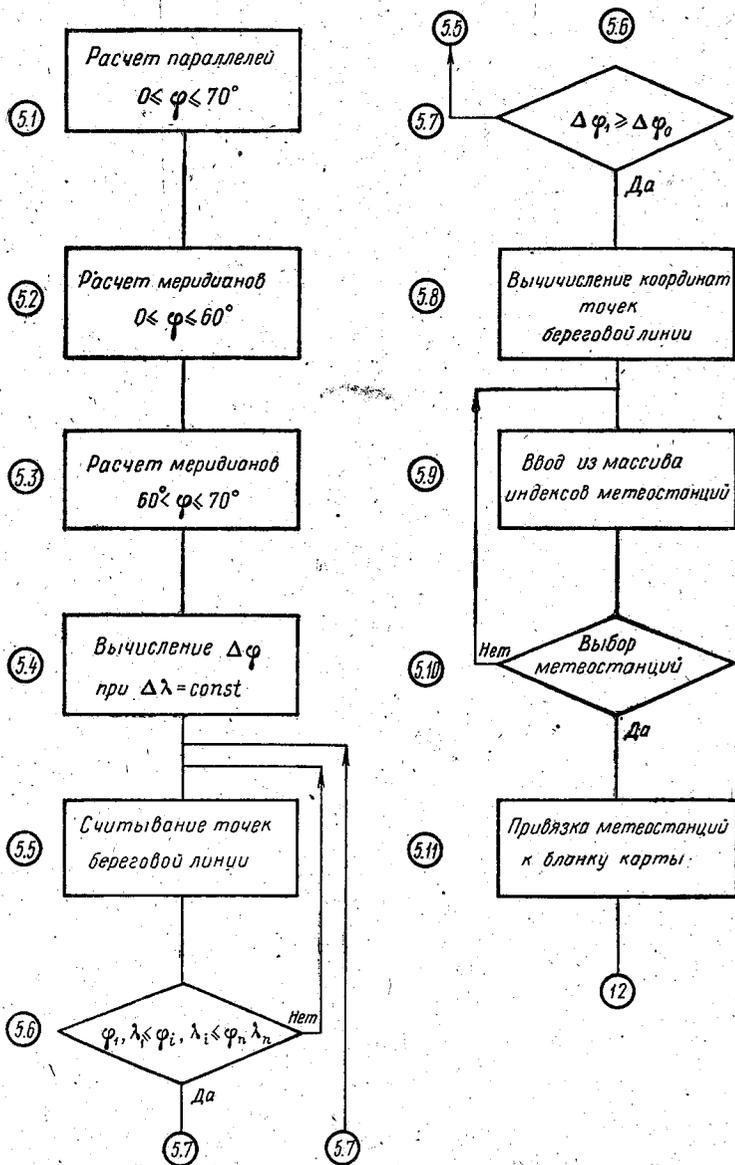


Рис. 2. Блок-схема блока 5.

Время расчета карты Северного полушария на ЭВМ ЕС-1060 составляет 5 мин, а на отдельный район — около 2 минут. Высокая скорость печати АЦПУ позволяет в течение 1 мин вывести стилизованную карту погоды, которая находится в памяти ЭВМ.

Предложенная программа позволяет устранить ошибки в привязке станций к бланку карты, сократить время отображения метеоинформации, а при расчете бланков с масштабом 1 : 5 000 000 или 1 : 2 500 000 увеличить объем отображаемой информации на отдельные районы. Данная программа не требует для отображения метеоинформации дополнительных устройств.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ривин Г. С., Куликов А. И. Изображение полей метеорологических элементов, заданных в узлах широтно-долготной сетки. — Метеорология и гидрология, 1982, № 1.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕОРИИ БОЛТАНКИ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ

Успешная реализация полетного задания экипажем воздушного судна (ВС) во многом определяется возможностью выдерживания им заданных параметров движения на всех режимах полета. Эта возможность зависит от действия ряда факторов, оказывающих существенное влияние на летные характеристики (ЛХ) ВС. Перебирая последовательно каждый элемент совокупности таких факторов с целью их классификации, получим, что вариации ЛХ современных гражданских самолетов, совершающих регулярные полеты в свободной атмосфере, обусловлены изменениями фактического состояния как самого ВС, так и внешней среды. Очевидно, что подобное разбиение рассматриваемого множества факторов, влияющих на динамику полета, не исключает возможности взаимодействия отдельных его элементов или их групп, взятых из различных подмножеств. Это положение весьма отчетливо проявляется при изучении влияния окружающей среды на устойчивость полета ВС, которое в авиационной метеорологии называют болтанка самолета. Устойчивость движения ВС является одним из важнейших динамических свойств, определяющих возможность совершения им безопасного полета. Следовательно, дальнейшее развитие методов изучения болтанки ВС в данном направлении представляется достаточно перспективным.

Указанная проблема постоянно находится в центре внимания специалистов, занимающихся проблемами обеспечения безопасности полетов ВС. Направление исследований по рассматриваемой теме может быть условно представлено следующей схемой (рисунком). Вся совокупность работ разделена на группы: А) работы по выявлению, анализу, сопоставлению аэросиноптических признаков болтанки ВС [1—9] и Б) работы, использующие расчетные критерии для диагноза и прогноза болтанки ВС [10—17].

Очевидно, что направление исследований, отнесенное к группе А, обладает значительной степенью субъективизма, так как надежность полученных связей существенным образом определяется

опытом специалиста, проводящего синоптический анализ конкретной ситуации. Подобного рода субъективность при выводе тех или иных правил диагноза и прогноза болтанки может быть в значительной мере устранена, если в качестве таковых использовать соответствующие параметры атмосферы как по отдельности, так и в различных сочетаниях, представленных в виде конкретных формул, удобных для расчетов. Такой подход выражен в работах группы Б. Основной трудностью применения этого подхода в оперативной практике является способ и обоснованность получения входных данных, на основании которых производится собственно сам расчет того или иного критерия или группы критериев.

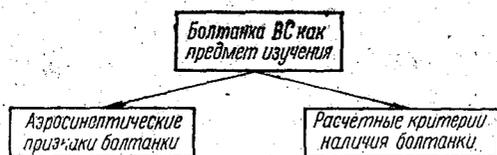


Схема основных направлений исследований по теории болтанки ВС.

Выбор подобной схемы, как уже указывалось выше, в какой-то мере условен; характеризующей ее чертой является то, что данная схема представляет работы по определению сопутствующих болтанке ВС свойств атмосферы, совершенно не затрагивая при этом свойств движения самого ВС.

Ряд исследователей относят рассматриваемый вопрос к одной из задач, решаемых при изучении проблемы атмосферной турбулентности. Воздушное судно, «летающее в возмущенном потоке», интерпретируется «как некоторый измеритель воздушных возмущений» [18], «как устройство, измеряющее движение в атмосфере», причем занимающее некоторое промежуточное положение среди методов исследования турбулентности, так как, с одной стороны, его можно использовать как «платформу» для размещения измерительных приборов, а с другой — самолет увлекается воздушным потоком и в этом смысле является измерительным прибором [19].

Выбрав какой-либо параметр ВС в качестве регистрируемого и функционально связав все множество его допустимых изменений с множеством значений отдельных характеристик атмосферы, можно получить обоснование использования ВС как индикатора атмосферной турбулентности. Исходя из свойств окружающей среды допускается та или иная идеализация схемы ее взаимодействия с ВС. Как правило, используются линеаризованные уравнения динамики полета ВС с заданной априори правой частью [20—25], либо методы гармонического анализа [19, 25—27].

Анализ результатов работ вне зависимости от того, в какую схему они отнесены, показывает, что по существу рассмотренные подходы — это пассивный путь изучения болтанки ВС, так как с развитием авиационной техники изменяются и ЛХ ВС, что, в свою очередь, очевидно, будет приводить к изменению сложившихся представлений об этом явлении и способах его диагноза и прогноза. Изменению подобного положения может способствовать развитие методов, исследующих вопросы устойчивости движения ВС как характерного свойства, приобретенного под влиянием атмосферных факторов.

Сформулируем задачу, сместив акценты при описании болтанки самолета и условий ее возникновения. Будем рассматривать ВС как основной объект исследования, понимания под этим необходимостью изучения его внутренних свойств, состояний, движений на каждом этапе функционирования, а также условия и возможности смены этих свойств, состояний, движений в зависимости как от внутренних, так и от внешних влияющих факторов. При этом состояние среды, в которой совершается полет ВС, будет представлять интерес в той мере, в какой оно допускает свою интерпретацию, применительно к особенностям математической модели, принятой для описания полета ВС. Изучение свойств движения ВС как исходных, заданных, так и приобретенных в результате влияния внешней среды, по-видимому, будет более определенным и показательным, если ввести некоторое формальное описание динамики полета ВС; задать ее в виде конкретной модели, сохранив в ней основные, а также определяющие возмущенное состояние черты.

В курсе аэромеханики [28, 29] самолет рассматривается как сложная динамическая система (ДС), поведение которой с приемлемой точностью задается нелинейными дифференциальными уравнениями, содержащими время в качестве единственной независимой переменной, приведенными к нормальной форме Коши:

$$\frac{df_i}{dt} = F_i(f_1, \dots, f_n; t); \quad i = \overline{1, n}, \quad (1)$$

где f_i — зависимые переменные.

Уравнения данной ДС (1) есть уравнения наложенных на нее связей, выводимых из геометрических и кинематических соотношений и уравнений движения, выведенных из соответствующих законов сохранения энергии массы и т.п.

Рассматривая ряд определений болтанки ВС (15, 19, 27, 30 и т. д.), т. е. возмущенного его движения, вызванного действием внешних факторов, можно отметить, что, как правило, вынужденное движение ВС представляет собой колебания относительно некоторого состояния, характеризуемого как опорное движение. Формально это выражается в изменении качественной структуры динамической системы, описываемой выражением (1). В самом

деле, если $f_i = f'_i(t)$ — частное решение системы, определяющее невозмущенное движение ДС, то ее решения, представленные в виде $f_i = f'_i(t) + z^i$ (где z^i — возмущения), будут характеризовать возмущенное движение ДС. Тогда будем иметь

$$\begin{aligned} \frac{df_i}{dt} &= F_i(f'_1 + z_1, \dots, f'_n + z_n; t) - F_i(t'_1, \dots, t'_n; t) \equiv \\ &\equiv Q_i(z_1, \dots, z_n; t); i = \overline{1, n}. \end{aligned} \quad (2)$$

Уравнения (2) есть уравнения движения ВС в возмущениях.

Очевидно, что представляет интерес тот класс возмущенных движений самолета, который интерпретируется как болтанка. Полученное выражение (2) допускает дальнейшее преобразование при введении в рассмотрение случая устойчивости при постоянно действующих возмущениях. С математической точки зрения это означает необходимость учета не только возмущений начальных значений, но и самих уравнений движения [31].

Перепишем (2):

$$\frac{df_i}{dt} = Q_i(z_1, \dots, z_n; t) + P_i(z_1, \dots, z_n; t), i = \overline{1, n}, \quad (3)$$

где $P_i(z_1, \dots, z_n; t)$ — некоторые неизвестные функции из некоторой области ω , характеризующие возмущающие факторы внешней среды. Можно лишь заранее предполагать (исходя из целей рассматриваемой задачи), что эти функции $P_i(z_1, \dots, z_n; t)$ достаточно малы и удовлетворяют некоторым общим условиям, определяющим существование решений системы (3) в окрестности заданного опорного движения.

История возникновения возмущений, влияющих на полет самолета, очевидным образом не относится к теории устойчивости его движения. Эта область начальных или постоянно действующих возмущений (ω) может быть непосредственно задана из различного рода соображений, и тогда решение вопроса об устойчивости в некоторой области ν будет сводиться к сопоставлению ν и ω и выделению в области ω тех ее подобластей, которые включают возмущения, вызывающие болтанку различной интенсивности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пинус Н. З. Об атмосферной турбулентности, вызывающей болтанку самолетов. — Метеорология и гидрология, № 2, 1955.
2. Пинус Н. З. Атмосферная турбулентность, соизмеримая с размерами самолетов. — Изв. АН СССР. Геофизика, 1957, № 3, с. 395—401.
3. Пинус Н. З., Шмелер С. М. Результаты исследований атмосферной турбулентности в ЦАО. — Тр. ЦАО, 1959, № 26.
4. Пчелко И. Г. Аэросиноптические условия болтанки самолетов в верхних слоях тропосферы и нижней стратосферы. — М.: Гидрометеоздат, 1962. — 96 с.
5. Атмосферная турбулентность, вызывающая болтанку самолетов. / Под ред. Н. З. Пинуса. — М.: Гидрометеоздат, 1962. — 167 с.

6. *Барахтин В. Н.* Некоторые особенности зон болтанки самолетов на высотах 8—10 км. — Метеорология и гидрология, 1963, № 5, с. 3—8.
7. *Пчелко И. Г.* Турбулентность при ясном небе. — Метеорология и гидрология, 1966, № 12, с. 10—18.
8. *Турчанинов Г. И.* Нагружения самолета при полете в турбулентной атмосфере (на дозвуковых скоростях). — Тр. ЦАГИ, 1974, № 1561, с. 99—107.
9. *Васильев А. А.* О связи ТЯН с эволюцией барического поля. — Тр. ГМЦ СССР, 1972, вып. 95.
10. *Заварина М. В., Юдин М. И.* Уточнение и использование числа Ричардсона для выявления зон болтанки самолетов. — Метеорология и гидрология, 1960, № 2, с. 3—11.
11. *Заварина М. В.* Метод диагноза и прогноза зон повышенной турбулентности на высотах. — Тр. ГГО, 1961, № 123.
12. *Васильев А. А.* Анализ ТЯН по данным радиозондирования. — Тр. ГМЦ СССР, 1968, вып. 35, с. 13—28.
13. *Булдовский Г. С.* Зависимость болтанки самолетов в стратосфере от горизонтального распределения температуры и ветра. — Тр. ГМЦ СССР, 1970, вып. 70, с. 93—103.
14. *Бортников С. А.* Оперативный краткосрочный прогноз по полным уравнениям с целью обеспечения авиации. — Тр. ГМЦ СССР, 1974, вып. 133.
15. *Барахтин В. Н., Богаткин О. Г.* Прогноз болтанки самолетов. — Тр. ЗСРНИГМИ, 1977, № 30, с. 91—98.
16. *Солонин С. В., Богаткин О. Г.* Атмосферная турбулентность, вызывающая болтанку сверхзвуковых самолетов в стратосфере, и вопросы ее прогноза. — Тр. ЛГМИ, 1968, № 34, с. 71—83.
17. *Богаткин О. Г.* Графический способ прогноза болтанки самолетов. — Тр. ЛГМИ, 1968, № 34, с. 84—87.
18. *Шур Г. Н.* Метод и приборы для получения некоторых характеристик турбулентной атмосферы с самолета. — Тр. ЦАО, 1958, № 24.
19. *Винниченко Н. К., Пинус Н. Э., Шметер С. М., Шур Г. Н.* Турбулентность в свободной атмосфере. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 285 с.
20. *Юдин М. И.* Вопросы теории турбулентности и структуры ветра с приложением к задаче о колебаниях самолета. — Тр. НИУ ГГУМС, 1946, вып. 35, серия 1, 99 с.
21. *Архангельский В. Н., Бащинский А. В., Ершов А. М.* Исследование эффективных скоростей вертикальных порывов в рейсовых полетах. — Тр. ЦАГИ, 1971, № 1342, с. 10—21.
22. *Дубов А. С.* К вопросу определения вертикальных скоростей ветра по данным самолетного акселерографа. — Тр. ГГО, 1959, № 81.
23. *Юргенсон А. П.* Исследование структуры турбулентных движений, вызывающих болтанку современных самолетов. — Метеорология и гидрология, 1960, № 10, с. 3—9.
24. *Рабинович Я. С.* К вопросу о влиянии атмосферной турбулентности на устойчивость полета. — Тр. ЛГМИ, 1970, № 40, с. 254—262.
25. *Эткин Б.* Динамика полета. — М.: Машиностроение, 1964. — 480 с.
26. *Ильин Г. И., Рублев П. А.* Исследование спектров одновременно измеренных с самолета горизонтальных и вертикальных пульсаций ветра. — Метеорология и гидрология, 1968, № 11.
27. *Доброленский Ю. П.* Динамика полета в неспокойной атмосфере. — М.: Машиностроение, 1969. — 252 с.
28. *Остославский И. В., Стражева И. В.* Динамика полета. — М.: Оборонгиз, 1963. — 426 с.
29. *Аэромеханика самолета / Под ред. А. Ф. Бочкарева, В. В. Андреевского.* — М.: Машиностроение, 1985. — 350 с.
30. *Дубов А. С.* Связь между параметрами болтанки самолетов различных конструкций при одних и тех же метеорологических условиях. — Тр. ГГО, 1959, № 98.
31. *Малкин И. Г.* Теория устойчивости движения. — М.: Наука, 1966. — 326 с.

О ВОЗМОЖНОСТИ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ЗАДАЧ АВИАЦИОННОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ НА БАЗЕ СИСТЕМ ИСКУССТВЕННОГО ИНТЕЛЛЕКТА

Авиационная метеорология — это отрасль науки, изучающая метеорологические элементы и явления с точки зрения их влияния на авиационную технику и деятельность авиации и разрабатывающая теоретические основы метеорологического обеспечения полетов. Главная задача авиационной метеорологии — обеспечение безопасности полетов и эффективного применения авиационной техники в различных погодных условиях [1].

Очевидно, что решение указанной задачи сводится к формированию и поддержанию динамической модели среды, определение ее отображения на модели использования авиационной техники и деятельности авиации, а также выбору оптимальной (рациональной) стратегии поведения. Под оптимальной стратегией поведения понимается такая модель управления или поведения объекта, которая обеспечивает минимизацию или максимизацию целевой функции (показателя эффективности) в динамической внешней среде.

Анализ многочисленных работ, например [1—7], показывает, что принципиальными особенностями решения указанной задачи являются:

- сложность, многофакторность, нечеткость;
- трудная формализация, а также чрезвычайно сложная и во многом неясная структура причинно-следственных связей;
- необходимость интеграции на единой методологической основе знаний по многим техническим, физическим, организационным, психологическим и другим направлениям;
- главенствующая роль методов ситуационного управления и семиотического моделирования, способных отображать семантику и прагматику предметной области и широко использующих нечеткую логику, байесовскую логику и другие эвристики;

По современным представлениям, задачи такого класса могут решаться на базе систем искусственного интеллекта, так как являются по своей сути творческими, требуют привлечения эвристических методов и оперируют не данными, а знаниями [8].

Известным и широко разрабатываемым типом систем, основанных на знаниях, являются экспертные системы, реализующие возможности эксперта специалиста по интерпретации данных о различных состояниях предметной среды. В настоящее время в мире функционируют или находятся на различных стадиях создания экспертные системы для самых различных целей: медицинской диагностики, обработки космических снимков и данных дистанционного зондирования, оценки природных ресурсов, проектирования сложных технических комплексов и др. [9—10]. Обычно приводится следующий перечень характеристик экспертной системы [11]:

- ограничена определенной сферой экспертизы;
- способна рассуждать при сомнительных данных, объяснять цепочку рассуждений понятным способом;
- факты и механизм вывода четко отделены друг от друга (знания не кодируются в дедуктивные процедуры);
- строится так, чтобы имелась возможность постепенного наращивания системы;
- чаще всего основана на использовании правил;
- на экране выдает рекомендацию.

Применительно к авиационной метеорологии многие идеи экспертных систем по существу разрабатывались в ряде важных исследований последних лет [1, 2, 5, 12—16 и др.].

Интенсивные работы по проектам экспертных систем для управления деятельностью авиации, обеспечения эффективного использования авиационной техники проводятся за рубежом. При этом особое место отводится созданию методов обработки и представления знаний по аэродинамике, метеорологическим условиям полета и их влиянию на безопасность и эффективность, ситуационным моделям управления, физико-географическим условиям местности и др. [17—19].

В настоящей статье рассматриваются возможные подходы к построению экспертной системы для решения задач авиационной метеорологии, обосновываются ее функции и структура. Предметной областью экспертной системы такого типа может быть среда в широком смысле слова и действующий в ней активный пользователь. Следуя работе [20], такую систему будем в дальнейшем называть геoinформационной экспертной системой (ГЭС).

Назначение ГЭС — выработка рекомендаций на основе объективного анализа и интерпретации данных о состоянии среды, физико-географических условий и навигационной обстановки по обеспечению безопасности полетов и эффективному применению авиационной техники в различных погодных условиях.

Назначение ГЭС иллюстрирует рис. 1. Здесь под моделью обслуживаемых процессов (объектов, явлений) понимаются грузовой и пассажиропотоки, сельскохозяйственные угодья, рыбопромысловая обстановка, лесные угодья и т. п.

Основные функции ГЭС могут быть определены следующим образом:

- формирование и поддержка динамической модели среды;
- поддержка динамических моделей деятельности авиации и использования авиационной техники на основе комплексной интерпретации данных о ее возможностях, способах использования, состоянии и эксплуатационных характеристиках;

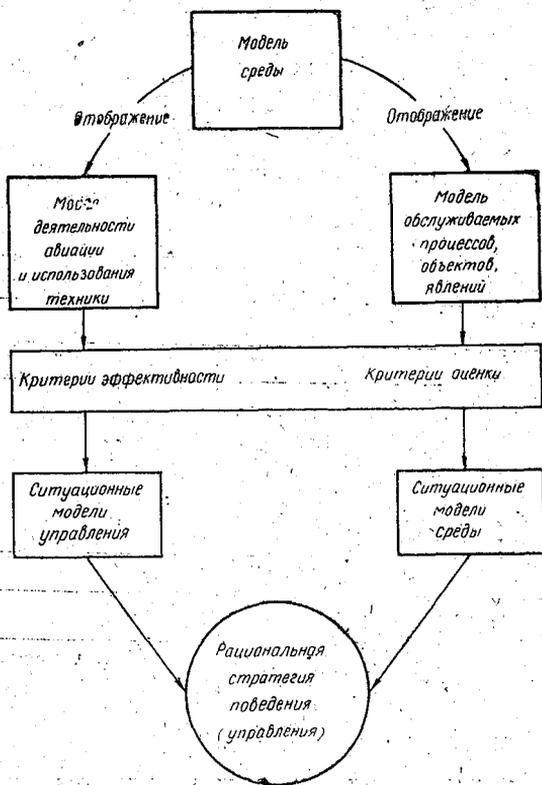


Рис. 1. Назначение геоинформационной экспертной системы.

- поддержка динамических моделей обслуживаемых процессов (объектов, явлений);
- формирование и ведение базы знаний о возможностях и эффективности использования авиации, применения ее при различных состояниях среды, физико-географических условиях и т. п.
- выработка альтернативных прогнозов и рекомендаций по использованию авиации при различных состояниях среды и в раз-

личных физико-географических условиях, навигационной обстановке, формирование критериев и рациональной поведенческой стратегии;

— оптимальное адаптивное управление подсистемой освещения состояния среды для поддержания или достижения требуемого уровня информационной обеспеченности;

— моделирование процессов, выработка альтернативных прогнозов и рекомендаций по функционированию подсистемы освещения состояния среды.

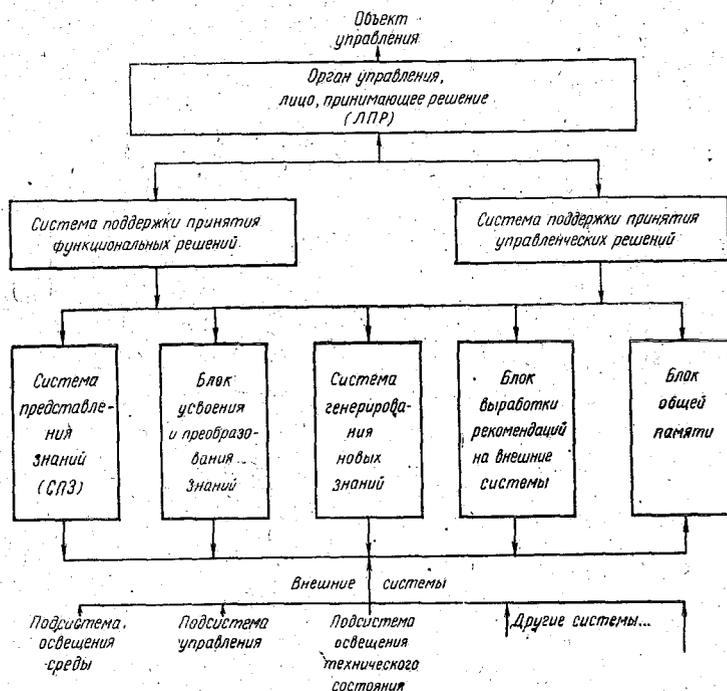


Рис. 2. Структура геоинформационной экспертной системы.

Возможная структура ГЭС в ее наиболее полном варианте, соответствующем перечисленным выше функциям, приведена на рис. 2. Видно, что ГЭС включает в себя как традиционные средства информационных систем, так и аппарат экспертных систем: систему представления знаний, систему генерирования новых знаний, систему поддержки принятия решений. Под термином «знание» будем понимать элементы трех типов: объекты, отношения, в которых находятся эти объекты, преобразования, определяющие создание, уничтожение, модификацию и другие типы манипулирования с объектами и отношениями [21].

Система представления знаний — это совокупность предметных, процедурных и декларативных знаний, а также соответствующие им метапроцедуры [22]. Декларативные (понятийные) знания — это совокупность описаний, как правило, на естественном языке моделей и процессов функционирования объектов, процессов и их взаимодействия. Сюда же относятся термины, понятия, свойства, определения. Предметные знания (база данных) — количественные и качественные характеристики конкретных объектов и систем. Процедурные (алгоритмические) знания — это методы, способы, алгоритмы и программы выполнения различных действий, приводящих к требуемому результату.

При этом предполагается, что лингвистические и инструментальные возможности системы по представлению знаний обеспечивают также формирование знаний метауровня как реализацию эффективного способа организации хранения, доступа и интерпретации знаний, включая метапланирование процесса функционирования систем. Указанные категории знаний могут состоять из некоторого количества зон, схема которых приводится в таблице.

Основные зоны знаний

Основные зоны	Категории знаний		
	декларативные	предметные	процедурные
Нормативные модели деятельности авиации	1.1	1.2	1.3
Субъективные модели деятельности авиации	2.1	2.2	2.3
Модели обслуживаемых процессов, объектов, явлений	3.1	3.2	3.3
Нормативные модели применения авиационной техники	4.1	4.2	4.3
Субъективные модели применения авиационной техники	5.1	5.2	5.3
Зона состояния технических средств	6.1	6.2	6.3
Физико-географическая зона	7.1	7.2	7.3
Зона динамической модели среды	8.1	8.2	8.3
Зона влияния среды	9.1	9.2	9.3

Разработка проблем, связанных с обоснованием эффективных структур представления знаний в указанных зонах, составляет предмет самостоятельного исследования. Функциональное напол-

нение зон, содержащих знания о среде и ее влиянии на деятельность авиации и применение авиационной техники, схематично может быть раскрыто следующим образом.

Физико-географическая зона.

7.1. Физико-географическое описание района деятельности авиапредприятия (подразделения) и маршрутов перелетов (характеристики метеорологического, гидрологического, ледового режимов, описание ландшафта, климатические особенности аэропортов, геофизических объектов и систем).

7.2. Диагностические модели физико-географических условий, описывающих объекты и процессы соответствующих пространственно-временных масштабов, в том числе инфраструктуры и оборудования района средствами управления, навигации, связи, метеорологического обеспечения и т. п.

7.3. Правила интерпретации и диагностики физико-географического описания района и маршрутов перелетов при обеспечении деятельности авиации и применении авиационной техники.

Зона динамических моделей среды.

8.1. Описание множества ситуационных моделей среды с учетом пространственно-временных масштабов деятельности авиации и применения авиационной техники.

8.2. Динамические модели состояния среды, обеспечивающие интерпретацию данных, поступающих от различных источников, диагноз и прогноз ситуаций соответствующих пространственно-временных масштабов.

8.3. Процедуры интерфейсинга (комплексирования) динамических моделей состояния среды различного уровня.

Зона влияния среды.

9.1. Описание составляющих моделей деятельности авиации, моделей обслуживаемых процессов (объектов, явлений) и соответствующих ситуационных моделей состояния среды в едином пространственно-временном масштабе, определяющие условия деятельности авиации и характер причинно-следственных связей (отношений) ситуационных моделей указанных трех классов.

9.2. Динамические модели состояния основных и обеспечивающих систем и авиационных технических средств в текущих и прогнозируемых условиях внешней среды, а также данные о том, какие параметры оказывают влияние на конкретные типы средств и техники. Описания могут быть представлены в виде функциональных зависимостей, опытных данных, ограничений, эвристик и т. п.

Примеры отдельных типов описаний приводятся ниже.

ОГРАНИЧЕНИЯ — средства типа ... могут использоваться при следующих условиях внешней среды...

ОПЫТНЫЕ ДАННЫЕ

Характеристика влияния	Параметры среды		

- ВЕРБАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ**
- предполагается, что влияющими параметрами являются...
 - степень уверенности в том, что влияют параметры ... характеризуется показателями...
 - в диапазонах влияния заданы функции принадлежности:
 - влияние каждого параметра внутри диапазона характеризуется данными...
или
 - данных о влиянии параметра нет, физическая картина влияния неясна, аналогов нет, экспертов нет.

9.3. Алгоритмы выявления закономерностей проявления среды в использовании авиационной техники и деятельности авиации, оценки интенсивности этих проявлений. Алгоритмы могут иметь компоненты самообучения, нечетких логических выводов, статистического анализа, лингвистического анализа, математического моделирования. Здесь могут использоваться подходы, алгоритмы и правила (см. например, работы [23—27]).

Рассмотрим блок усвоения и преобразования знаний. Этот блок может включать комплекс инструментальных средств, поддерживающих разнообразные методы определения, манипулирования и интерпретации знаний. При этом предполагается возможность использования метамодели знаний с унифицированным синтаксисом сущностей и процедурой интерпретации, которая помогает получать конкретные модели знаний для конкретных предметных областей.

Важнейшим элементом ГЭС является система генерирования новых знаний. Она может включать:

— подсистему обучения фактическим знаниям о предметной области, основанную на методах, получающих обобщенные правила классификации из обучающих примеров;

— подсистему приобретения стратегических знаний (т. е. знаний, отражающих стратегию решения задач в данной области). Обучающими примерами для этой подсистемы являются апостериорные оценки управленческих решений или иных действий в соответствующих классах ситуаций;

— подсистему индуктивного вывода, обеспечивающую выведение новых правил и рекомендаций на основе ранее приобретенных.

С учетом того, что параметры моделей и отношений между ними имеют в общем случае нечеткий характер, проблема генерирования новых знаний схематично может быть раскрыта следующим образом:

x_1 — универсальное множество параметров, характеризующих модель деятельности авиации;

x_2 — универсальное множество параметров, характеризующих модель обслуживаемых процессов, объектов, явлений.

При этом нечеткие подмножества параметров, характеризующих степень осведомленности ГЭС об их действительных значениях, могут быть заданы:

$$\mu_A^1 : x_1 \rightarrow [0; 1]; \quad \mu_A^2 : x_2 \rightarrow [0; 1];$$

γ_1 — универсальное множество критериев эффективности и оценок результатов выборов альтернатив из множества x_1 ;

γ_2 — универсальное множество оценок результатов выборов альтернатив из множества x_2 ;

$$\mu_R^2 : \gamma_1 \times \gamma_1 \rightarrow [0; 1]; \quad \mu_R^2 : \gamma_2 \times \gamma_2 \rightarrow [0; 1];$$

заданные на γ_1 и γ_2 нечеткие отношения предпочтения.

Отношения μ_R^1 и μ_R^2 — это формализация имеющихся у эксперта знаний о реальной ситуации, отражающая степень его убежденности в предпочтениях между альтернативами числами из интервала $[0; 1]$.

Выборы альтернатив оцениваются нечеткими значениями заданной нечеткой функции цели:

$$\varphi_1 : x_1 \times \gamma_1 \rightarrow [0; 1]; \quad \varphi_2 : x_2 \times \gamma_2 \rightarrow [0; 1];$$

z — универсальное множество параметров, характеризующих состояние динамической модели среды и физико-географических условий.

При этом на z существует и задано $\mu : z \rightarrow [0; 1]$ нечеткое подмножество параметров, характеризующее степень уверенности ГЭС в адекватности текущего состояния динамической модели среды ее действительному состоянию.

Задача состоит в том, чтобы найти нечеткие отображения

$$(z; \mu_A(z)) \rightarrow (x_1; \mu_A^1(x)),$$

$$(z; \mu_A(z)) \rightarrow (x_2; \mu_A^2(x)),$$

рациональные альтернативы, оцениваемые нечеткими значениями нечеткой функции цели

$$\varphi_1 : x_1 \times \gamma_1 \rightarrow [0; 1],$$

$$\varphi_2 : x_2 \times \gamma_2 \rightarrow [0; 1],$$

т. е. сформировать рациональную стратегию поведения.

Пути решения второй задачи достаточно изучены в [28, 29], поэтому остановимся на рассмотрении первой задачи, которая является значительно более сложной. Ее решение должно базироваться на основных компонентах и метапроцедурах системы представления знаний. Основным режимом функционирования системы генерирования новых знаний при этом может быть исследовательский анализ, ориентированный на поиск глубоких ассоциаций, и анализ плохо структурированных связей.

Рассмотрим функционирование системы на примере оценки безопасности взлетно-посадочных операций с палубы судна для обеспечения рыбопромысловой деятельности, используя, в частности, работы [1, 2, 30, 31].

На рис. 3 в общих чертах иллюстрируется технология генерирования требуемых оценок. Для ее реализации необходим интеллектуальный, дружественный диалог ГЭС с экспертом.

Графическое отображение состояния и динамики многочисленных объектов, участвующих в моделировании, должно помочь эксперту в «свертывании» многочисленных связей типа «среда — техническая система» в конечный показатель безопасности взлетно-посадочных операций. Возможно, это будет результат согласования мнения эксперта с мнением ГЭС.

На рис. 4 показан условный пример графического представления объектов для рассматриваемого случая. Отметим, что для моделирования природных объектов может использоваться аппарат фрактального анализа [32].

Из приведенного примера ясны назначение и функции подсистем обработки изображений, а также подсистемы их хранения и поиска. Общие вопросы построения указанных систем в последнее время интенсивно разрабатываются и представляют самостоятельный интерес. Отметим, что чрезвычайно важным является вопрос о выборе единого способа представления видеоданных, позволяющего производить операции над изображениями без дополнительных взаимных преобразований структур данных. Выбор единого способа представления видеоданных требует формализации знаний экспертов обработки изображений, придерживающихся общего подхода к вопросам представления и обработки изображений в соответствии с решаемой системой задачей.

Считается, что наиболее перспективным является в указанном смысле использование пирамидально-рекурсивных структур данных [33]. Существенным достоинством алгоритмов обработки изображений, представленных данными структурами, является возможность организации поэтапной (по уровням структуры) обработки видеoinформации, при которой на каждом последующем шаге происходит лишь уточнение полученных ранее результатов. Следствием этого является резкое сокращение вычислительных затрат.

Указанные алгоритмы обеспечивают поиск эталона на изображении или изображения в архиве по видеообразу за приемлемое

время. Результаты Компрессии видеоданных не уступают адаптивным алгоритмам сжатия с использованием двумерных ортогональных преобразований. Важно отметить, что при этом приходится оперировать не отдельными элементами, а целыми блоками изображений.

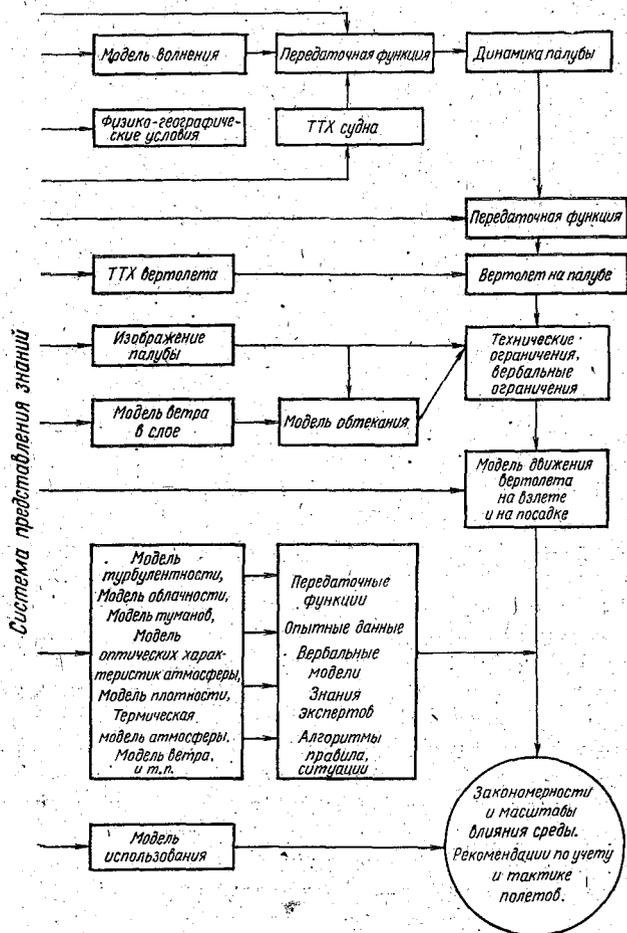


Рис. 3. Технология генерирования новых знаний (пример).

Ответственную роль в ГЭС может играть блок выработки рекомендаций на внешние системы. Этот блок может включать: — подсистему выработки рекомендаций по режиму измерений в подсистему освещения состояния среды для поддержки или достижения требуемого уровня информационного обеспечения;

— подсистему моделирования процессов функционирования подсистемы освещения состояния среды;

Назначение блока может быть прокомментировано следующим образом. Когда уровень осведомленности о параметрах состояния среды не обеспечивает поддержания моделей деятельности авиации и обслуживаемых объектов, ГЭС выработывает рекомендации по проведению, например, доразведки погоды по маршруту

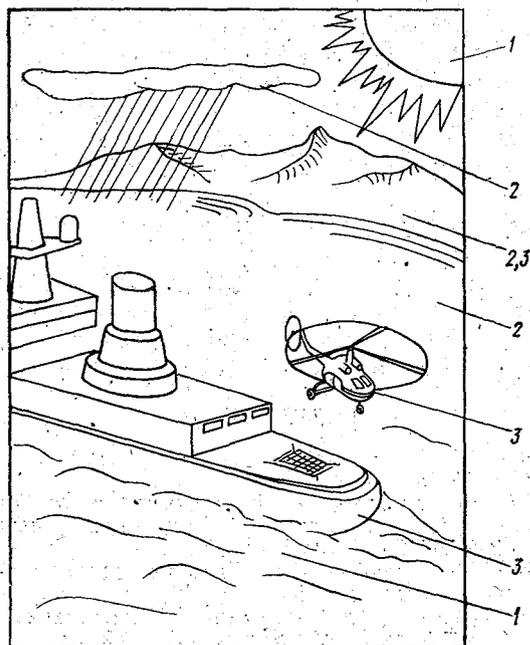


Рис. 4. Графическое представление объектов: 1 — физико-математическое моделирование; 2 — фрактальное моделирование; 3 — база изображений.

перелета. Нужно отметить, что снижение осведомленности не приводит к «остановке» ГЭС, она продолжает функционировать, но ее выводы о воздействиях среды и рекомендации по их учету становятся менее определенными.

Если подсистема освещения состояния среды вследствие своей консервативности или неразвитых адаптивных свойств не воспримет рекомендации ГЭС, то последняя может подсказать ЛПР другие пути. Это может быть, например, внесение изменений в плановую таблицу полетов, изменение маршрутов, эшелонов, загрузки и т. п.

Для формирования у ЛПР «гносеологического видения» процессов функционирования подсистемы освещения состояния среды

и подготовки базы априорных данных, необходимых для ее развития и совершенствования, служит подсистема моделирования.

В решении перечисленных задач ключевую роль играет система поддержки принятия решения (СППР). Общие вопросы построения СППР, их функции, структура, средства рассмотрены, например, в [34]. В ГЭС могут одновременно функционировать две СППР. Первая — для поддержки управленческих решений, т. е. заданного режима функционирования объекта управления. Вторая — для поддержки функциональных решений, т. е. деятельности эксперта по выявлению закономерностей и масштабов влияния среды и выработку рекомендаций по развитию и совершенствованию системы освещения состояния среды. Указанные СППР могут быть отнесены к системам, ориентированным на решение уникальных проблем, работу с непроцедурными языками, управление в широком интервале временных масштабов (долгосрочное, среднесрочное, краткосрочное планирование, оперативное управление).

Таким образом, новые возможности, предоставляемые системами искусственного интеллекта по получению, обработке, интегрированию знаний, позволяют рассчитывать на эффективное применение при решении задач авиационной метеорологии.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Баранов А. М., Солонин С. В. Авиационная метеорология. — Л.: Гидрометеоздат, 1975. — 391 с.

2. Петров В. В., Запорожец А. В., Костюков В. М. Математические модели оптимизации эргатических систем. — Итоги науки и техники. Техническая кибернетика. М.: ВИНТИ, 1987, т. 21, с. 131—164.

3. Бюшгенс Г. С., Студнев Р. В. Динамика пространственного движения самолета. — М.: Машиностроение, 1965. — 370 с.

4. Природа моделей и модели природы. / Под редакцией Д. М. Гвишиани, И. Б. Новикова, С. А. Пегова. — М.: Мысль, 1986. — 269 с.

5. Дачковский В. З., Ключкин В. А., Костюченко А. Н. и др. Синтез обобщенного алгоритма составления авиарасписания на ЭВМ. — Тр. ЛГМИ, 1979, вып. 70, с. 45—65.

6. Жуковский Е. Е. Метеорологическая информация и экономические решения. — Л.: Гидрометеоздат, 1981. — 304 с.

7. Баркалая Г. О., Добротворский А. Н. Некоторые вопросы методологии формализованной оценки влияния метеорологических условий на полеты летательных аппаратов. Л., 1984. Деп. в ВИНТИ 1984, № 825-84.

8. Поспелов Г. С. Искусственный интеллект. Новая информационная технология. — Кибернетика. Становление информатики. — М.: Наука, 1986, с. 106—121.

9. Немировский Э. А., Сейфуль-Мулюков Р. Р. Экспертные системы для оценки природных ресурсов. — Итоги науки и техники. Техническая кибернетика. — М.: ВИНТИ, 1987, т. 22, с. 44—87.

10. Геловани В. А., Ковригин О. В., Смольянинов Н. Д. Методические вопросы построения экспертных систем. Системные исследования. Ежегодник. М.: Наука, 1983, с. 254—278.

11. Экспертные системы. Принципы работы и примеры. Пер. с англ. Под ред. Р. Форсайта. — М.: Радио и связь, 1987. — 224 с.

12. Еникеева В. Д. Определение вероятности опасных для авиации атмосферных явлений методами распознавания образов. — Тр. ЛГМИ, 1985, вып. 90, с. 51—63.

13. *Богаткин О. Г.* Учет характеристик ветра при обеспечении полетов самолетов на трассах большой протяженности. — Тр. ЛГМИ, 1985, вып. 90, с. 63—66.

14. *Волконский Н. Ю., Волконский Ю. Н., Степанов В. Г.* Оптимизация стратегии использования метеорологических прогнозов при поэтапном планировании функционирования потребителей. — Тр. ЛГМИ, 1985, вып. 88, с. 147—155.

15. *Еникеева В. Д., Солонин С. В.* Применение теории распознавания образов при решении задач авиационной метеорологии. — Л., изд. ЛПИ, 1979. — 68 с. (ЛГМИ).

16. *Баранов А. М.* Облака и безопасность полетов. — Л.: Гидрометеоздат, 1983. — 231 с.

17. Progress in knowledge-based flight monitoring. Chen David C., Artif. Intell. Appl. Eng. Knowledge-Based Syst. Proc. 2nd Conf., Miami Beach, Fla Dec. 11—13, 1985, 441—446.

18. Artificial intelligence in air combat games. Rodin E. Y., Lirov Y., Mitthik S., McElhaney B. G., Wilbur L. Comput. and Math. Appl., 1987, 13, N 1—3, 261—274.

19. GEO: un système pour la representation des connaissances spatiales. Cheylan J. P., Desbordes-Cheylan F., Farinas L., Faure A. Reconnaissance form. et intell. artif. T. 2. 4ème Congr., Paris, 25—27 jan. 1984. Paris, s. a., 463—472.

20. *Трофимов А. М., Панасюк М. В.* Геоинформационные системы и проблемы управления окружающей средой. Казань, изд. Казанского ГУ, 1984. — 140 с.

21. *Стоцкий А. А., Глазунов Н. М.* Современные проблемы создания интегрированных баз данных. — Кибернетика. Становление информатики. — М.: Наука, 1986. — с. 128—139.

22. *Warneske G., Mertens P.* Praktische Anwendung künstlicher Intelligenz durch Experten Systeme. Werkstattstechnik, 1986, 76, N 9, 547—551.

23. *Герман М. А., Говердовский В. Ф., Добротворский А. Н.* Исследование эффективности решения задачи метеорологического обеспечения межконтинентальных полетов с использованием данных МИСЗ. — Тр. ЛГМИ, 1979, вып. 70, с. 139—146.

24. *Герман М. А., Добротворский А. Н.* О выборе оптимально безопасных траекторий полетов. — Тр. Пермского ГУ, 1980, с. 50—53.

25. *Беляев Б. Н.* Прикладные океанологические исследования. — Л.: Гидрометеоздат, 1986. — 144 с.

26. *Астапенко П. Д., Мошников А. Н., Силвестров П. В., Яворская Л. Ю.* О проблеме долгосрочных прогнозов для авиации. — Тр. ОЛАГА, 1976, вып. 64, с. 8—14.

27. *Добротворский А. Н., Тренин В. М.* Спектральная модель анализа гидрометеорологической информации для обеспечения хозяйственных решений. — Тр. ЛГМИ, 1985, вып. 88, с. 156—161.

28. *Орловский С. А.* Проблемы принятия решений при нечеткой исходной информации. — М.: Наука, 1981. — 202 с.

29. *Аверкин А. Н., Батыршин И. З., Блишун А. Ф. и др.* Нечеткие множества в моделях управления и искусственного интеллекта / Под ред. Д. А. Поспелова. — М.: Наука, 1986. — 306 с.

30. *Мазовер С. И.* Оптимальный профиль набора высоты с учетом физического состояния атмосферы. — Тр. ОЛАГА, 1975, вып. 61, с. 28—30.

31. *Burlage J.* AWCIS: Computers Take ou Carrier Landings, — Naval Aviation News, 1967, XI, p. 6—13.

32. *Андреас ван Дам.* Машинная графика. Современный компьютер. Пер. с англ. — М.: Мир, 1978, с. 108—127.

33. *Александров В. В., Горский Н. Д.* Представление и обработка изображений. Рекурсивный подход. — Л.: Наука, 1985. — 188 с.

34. *Ларичев О. И., Петровский А. Б.* Системы поддержки принятия решений. Современное состояние и перспективы развития. — Итоги науки и техники. Техническая кибернетика. — М.: ВИНТИ, 1987, т. 22, с. 131—164.

О ХАРАКТЕРЕ КРУПНОМАСШТАБНОГО ТЕПЛОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ В УМЕРЕННЫХ ШИРОТАХ

Одним из направлений исследования крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы является изучение реакции атмосферы на тепловые аномалии в океане. В настоящее время развивается эмпирическое и теоретическое моделирование этого процесса. Оба имеют свои сильные и слабые стороны, и их можно рассматривать как взаимодополняющие. Согласование полученных результатов и совместные разработки в этой области дадут, очевидно, наибольший научный и практический эффект. В данной работе сделана попытка сравнить некоторые результаты численного (теоретического) и физико-статистического моделирования процессов теплового влияния океана на атмосферную циркуляцию и погоду.

Рассмотрим кратко полученные ранее статистические связи [3]. Тепловое состояние Атлантического океана описывалось значениями сезонных аномалий температуры поверхности воды (ΔT_w) в двух информативных областях, расположенных вдоль системы теплых течений Северной Атлантики: первая лежит восточнее о. Ньюфаундленд (будем далее называть ее атлантической и присвоим индекс A), вторая — в Норвежском море (норвежская, с индексом H). По физическому смыслу и географически информативные области A и H близки к ньюфаундлендской и норвежской энергоактивным зонам Атлантического океана [3]. Информативные области A и H делятся на районы A_1, A_2, A_3 и H_1, H_2, H_3 по признаку однородности знака наблюдаемых аномалий ΔT_w . Для каждого района по данным массовых наблюдений на попутных судах [2] был составлен временной ряд сезонных аномалий ΔT_w с 1957 по 1975 гг., причем сезоном считался двухмесячный интервал осреднения: зима (I—II), весна (III—IV), первая половина лета (V—VI), вторая половина лета (VII—VIII), осень (IX—X) и предзимье (XI—XII).

В качестве характеристики атмосферной циркуляции выбраны поля сезонных (двухмесячных) значений аномалий геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа (ΔH_{500}), заданные в узлах

географической сетки с шагом $\Delta\varphi=5^\circ$, $\Delta\lambda=10^\circ$ в атлантико-евразийском секторе северного полушария (40° з.д. — 150° в.д., 40° с.ш. — 75° с.ш.).

Коэффициенты синхронной корреляции временных рядов ΔT_w и ΔH_{500} , рассчитанные для каждого информативного района океана (ΔT_w) и каждого узла географической сетки (ΔH_{500}), картировались по сезонам года, а также отдельно для холодного и теплого полугодий. Заметной чертой этих карт являются очаги положительной корреляции над информативными районами океана — источниками данных по температуре воды. Это означает, что положительная аномалия температуры океана ($\Delta T_w > 0$) вызывает дополнительный прогрев атмосферы непосредственно над районом, где она наблюдается, что приводит к росту высоты изобарических поверхностей и формированию высотного гребня в атмосфере ($\Delta H_{500} > 0$). Отрицательные аномалии ($\Delta T_w < 0$) способствуют формированию областей пониженного геопотенциала ($\Delta H_{500} < 0$) и барических ложбин.

Рассмотрим теперь некоторые результаты численного моделирования крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы. Оценку теплового воздействия океана на атмосферу можно получить путем реализации двух разновидностей численных экспериментов. В первой из них исследуется совместная система уравнений гидротермодинамики океана и атмосферы (интерактивные модели). Решение такой системы даже в идеализированных случаях встречается с большими математическими и вычислительными трудностями и описывает преимущественно стационарные (климатические) черты взаимодействия. Во второй разновидности численных экспериментов объектом изучения является система уравнений только для атмосферы, а океан, его тепловое состояние, используется в качестве нижнего граничного условия, которое можно произвольно изменять. Результаты интегрирования уравнений атмосферной модели при различных по знаку и величине аномалиях температуры океана позволяют изучить реакцию атмосферы на отклонения теплового состояния океана от нормы. Будем рассматривать результаты именно этих экспериментов.

В численном эксперименте Червина, Вашингтона и Шнейдера [4] рассматриваются процессы взаимодействия с большими масштабами осреднения — месячными и сезонными. Исследовалось поведение атмосферы над северным полушарием:

- 1) при климатической температуре поверхности воды на всей экватории северной части Тихого океана;
- 2) при положительной ΔT_w на западе океана и отрицательной ΔT_w на востоке; абсолютные значения ΔT_w в центрах очагов одинаковы.

В целях выявления влияния океана на атмосферу по всей области расчета для каждого модельных суток находились разности температуры воздуха на уровне 1,5 км между аномальным вариантом и контрольным, за который принимался вариант климати-

ческой температурой океана. Полученные разности осреднялись за месяц и сезон и наносились на карты, на которых можно выделить районы максимального отклика атмосферы на океанические аномалии.

Поле разности температуры воздуха на уровне 1,5 км между аномальным и контрольным случаями расчета обнаружило две важные особенности физики теплового взаимодействия океана и атмосферы:

1. Над зонами введения температурных аномалий океана (ΔT_w) образуются однозначные очаги упомянутой разности, т. е. над положительными ΔT_w (запад Тихого океана) атмосфера аномально нагревается, над отрицательными ΔT_w (восток океана) атмосфера аномально холодная.

2. Реакция атмосферы на равные по абсолютной величине положительные и отрицательные аномалии ΔT_w неодинакова: над зоной $\Delta T_w > 0$ температура воздуха на уровне 1,5 км выше нормы на 6°C , а над зоной $\Delta T_w < 0$ она ниже нормы всего на 4°C , т. е. реакция атмосферы явно нелинейна.

Насколько же соответствуют этим выводам результаты физико-статистического анализа взаимодействия океана и атмосферы?

Первый вывод статистическими исследованиями подтверждается. Действительно, как показано выше, над информативными районами океана (районами, где рассматриваются аномалии температуры его поверхности) в любом сезоне года имеется очаг положительной корреляции ΔT_w и ΔH_{500} .

Рассмотрим теперь физическое содержание второго вывода. Его можно объяснить следующим образом. Над зонами положительных аномалий ΔT_w , вследствие повышенного потока тепла из океана, атмосфера приобретает добавочную неустойчивость, конвекция усиливается и температурная трансформация захватывает относительно большой слой атмосферы. Над отрицательными аномалиями ΔT_w приземный воздух аномально охлаждается, устойчивость атмосферы увеличивается, и это препятствует вертикальному распространению теплового влияния океана. Естественно, что трансформационные изменения температуры и давления в атмосфере над положительными ΔT_w должны быть больше, чем над такими же по величине отрицательными ΔT_w .

По результатам статистического исследования крупномасштабного взаимодействия [3] выявить нелинейность реакции атмосферы на температурные аномалии океана невозможно, так как в [3], как и в подавляющем большинстве статистических работ по долгосрочным прогнозам погоды, традиционно предполагалось, что искомые связи имеют линейный характер. Если второй вывод из результатов гидродинамического моделирования действительно отражает физику процессов взаимодействия океана и атмосферы, то статистические связи между ΔT_w и ΔH_{500} также должны быть нелинейны. Проверим это предположение.

Рассмотрим графическую зависимость между ΔT_w и ΔH_{500} в норвежской информативной области H . С этой целью для каждого из шести сезонов года (см. выше) строился корреляционный график, на который наносились сезонные значения ΔH_{500} как функция значений ΔT_w сразу по всем трем районам информативной области ($H1, H2, H3$). Это сделано для увеличения объема

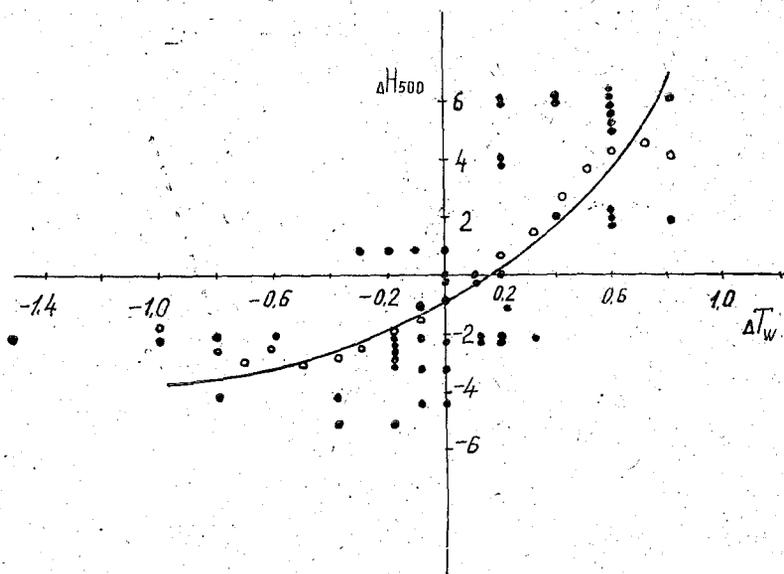


Рис. 1. Статистическая связь между аномалиями температуры воды и геопотенциала на поверхности 500 гПа в норвежской информативной области Северной Атлантики (сезон V—VI). Светлые кружки — сглаженные значения ординат,

выборки. Построенные графики прежде всего иллюстрируют различную степень связи ΔT_w и ΔH_{500} в течение года, что было отмечено еще в работе [3]. Но даже для тех сезонов, в которых связь обнаруживается наиболее четко, характер зависимости между ΔT_w и ΔH_{500} оказывается различным. Зависимости для одних сезонов можно без больших погрешностей аппроксимировать линейной функцией, а для других явно требуется нелинейное приближение (рис. 1). Чтобы оценить меру нелинейности связи между ΔT_w и ΔH_{500} , аппроксимируем ее полиномами второй степени $y = ax^2 + bx + c$ и примем в качестве показателя нелинейности значения коэффициента a при квадратичном члене. На рис. 2 приведен годовой ход коэффициента a . В наибольшей степени эффект нелинейности связи между ΔT_w и ΔH_{500} проявляется в первой половине года, во второй половине года значения коэффициентов

a существенно меньше, особенно во второй половине лета (VII—VIII) и осенью (IX—X). Исходя из особенностей физического механизма формирования связи между ΔT_w и ΔH_{500} (см. выше), можно предположить, что годовой ход степени нелинейности (a) должен определяться годовым ходом турбулентного (явного) теплообмена между океаном и атмосферой P , так как именно от этого

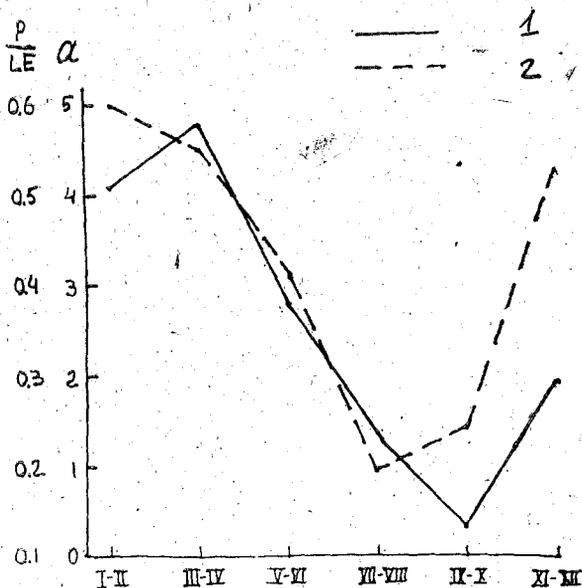


Рис. 2. Годовой ход коэффициента a при квадратичном члене уравнений регрессии (ΔT_w , ΔH_{500}). 1 — отношения Боуэна; 2 — для норвежской информативной области Северной Атлантики.

вида теплообмена зависит устойчивость температурной стратификации атмосферы (в общем виде $P = k(T_w - T_a)u$, где T_a — температура воздуха; u — скорость ветра). Скрытый теплообмен за счет испарения с поверхности океана LE связан с параметрами вертикальной устойчивости менее очевидно.

Относительную роль турбулентного теплообмена будем характеризовать известным отношением Боуэна $Bo = P/LE$ (рис. 2). Сравнение годового хода коэффициента a и отношения Bo , рассчитанного для района Норвежского моря по данным Атласа [1], показывает, что сделанное предположение для большей части года с января по август подтверждается: в этот период в целом наблюдается параллельное уменьшение роли турбулентного теплообмена и степени нелинейности связей между ΔT_w и ΔH_{500} . Осенью (IX—X) и в предзимье (XI—XII) соответствие хода величин a и Bo нарушается: резкое повышение роли турбулентного

теплообмена к предзимью должно вызвать столь же резкое усиление нелинейности статистических связей, но этого не происходит. Данное несоответствие обусловлено, по нашему мнению, достаточно низким общим уровнем связей между ΔT_w и ΔH_{500} с сентября по декабрь.

Учет эффекта нелинейности статистических связей повышает уровень корреляции между ΔT_w и ΔH_{500} , что имеет прямое практическое значение для долгосрочных прогнозов погоды. Чтобы убедиться в этом, сделаем параллельную оценку коэффициента линейной корреляции r и корреляционного отношения η для зависимости ΔH_{500} от ΔT_w в первой половине лета (V—VI), приведенной на рис. 1. Расчеты показали, что $r=0,71$, а $\eta=0,80$. Таким образом, линейная корреляция объясняет около 50% дисперсии H_{500} , а нелинейная корреляция — 64%. Нелинейное приближение в данном случае улучшает корреляцию между ΔT_w и ΔH_{500} на 14%.

Таким образом, в рамках проанализированных работ гидродинамическое и статистическое моделирование достаточно однозначно описывает характер крупномасштабного теплового взаимодействия океана и атмосферы в умеренных широтах: формирование повышенного теплосодержания атмосферы (или областей высокого давления в средней тропосфере) над положительными аномалиями температуры воды (над отрицательными — наоборот) и нелинейный характер реакции атмосферы на аномалии температуры океана. Однако статистические исследования позволяют развить и уточнить вывод о нелинейности реакции атмосферы: в Норвежском море указанная нелинейность проявляется только в те сезоны года, когда турбулентный (явный) теплообмен составляет заметную часть суммарного потока тепла между океаном и атмосферой. Учет нелинейности связи между ΔT_w и ΔH_{500} в статистических схемах долгосрочного прогноза погоды может улучшить качество этих схем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас теплового баланса земного шара / Под ред. М. И. Будыко. М., изд. АН СССР, 1963. — 69 с.
2. Средние месячные ежегодные значения гидрометеорологических элементов в Северной Атлантике. Вып. I. Температура воды / Под ред. Б. А. Бирмана. Обнинск, 1980. — 111 с.
3. Угрюмов А. И. Тепловой режим океана и долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеоздат, 1981. — 176 с.
4. Chervin P. M., Washington W. M., Schneider S. U. Testing the statistical significance of the response of the NCAR General Circulation Model of the North Pacific Ocean surface temperature anomalies. — J. Atm. Sci., 1976, vol. 33, N 3.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
<i>И. Н. Русин, А. В. Андреев, И. Ю. Иванова.</i> Результаты испытаний автоматизированной системы локальной интерпретации гидродинамических процессов, ориентированной на диалог с синоптиком	5
<i>Л. А. Хандожко.</i> Производственная оценка успешности многофазовых прогнозов погоды	18
<i>Н. А. Лавров.</i> Статистический прогноз максимальной температуры воздуха с использованием результатов численного прогноза	23
<i>В. В. Черный.</i> Статистический прогноз грозы на основе метода группового учета аргументов	27
<i>В. С. Антонов.</i> Диагноз и прогноз морозящих осадков по распределению термодинамических параметров атмосферы	31
<i>А. И. Савичев.</i> Учет предшествующего характера развития макропроцессов в прогнозе аномалий метеорологического режима Северной Атлантики	36
<i>М. Г. Веселкин.</i> Гидродинамический прогноз термодинамического состояния средней атмосферы: математическая модель и методы ее реализации	41
<i>И. В. Царицын, И. Г. Ривин.</i> Влияние типа подстилающей поверхности и схемы инициализации на приспособление реальных данных к модели численного прогноза	45
<i>С. А. Суханова.</i> О численной схеме интегрирования уравнений баротропной модели	51
<i>Д. С. Цанкова-Илкова.</i> Численные эксперименты по прогнозу поля облачности с использованием телескопизирования модели	58
<i>А. С. Медведев, С. А. Хитрова.</i> Исследование процессов спектрального переноса энергии в баротропной модели атмосферы	64
<i>Б. Д. Панин, Нго Нгок Тхак.</i> Трехмерная модель тропических циклонов. Численная реализация	71
<i>А. А. Макоско.</i> О чувствительности численных моделей атмосферы к вариациям начального ветра	80
<i>С. А. Солдатенко.</i> О динамике синоптических вихрей в бароклиной атмосфере	90
<i>С. И. Титов.</i> Использование энергетических характеристик атмосферы при оценке эволюции барических образований	97
<i>Г. Г. Тараканов, А. В. Дикинис.</i> О трансформации полей ветра и температуры атмосферных фронтов над водной поверхностью	100
<i>Р. П. Репинская.</i> Влияние орографии на оптимальную стилизацию вертикальных распределений основных метеовеличин	111
<i>В. А. Ременсон, Л. Г. Шустер.</i> К вопросу о пространственном обобщении климатических данных о количестве общей облачности для решения задач дистанционного зондирования природной среды	123
<i>В. И. Воробьев.</i> Оценка вклада слоистой облачности в среднее количество общей облачности над Северным полушарием	131

Ю. Н. Гуляев. Синоптические условия образования сохранения и развития гололедно-изморозевых отложений большой продолжительности	141
А. В. Новикова, В. В. Клемин. Методика определения влажной почвы в слое 0—50 см на основе измерений СВЧ-излучений	146
А. Ф. Бучинский, С. И. Максимов. Способ расчета стилизованных бланков карт погоды для оперативного отображения метеорологической информации.	154
Ю. В. Львов. Некоторые особенности теории болтанки воздушных судов в свободной атмосфере	160
А. Н. Добротворский, И. В. Козырь, Ю. Н. Яковлев. О возможности решения некоторых задач авиационной метеорологии на базе систем искусственного интеллекта	165
А. И. Угрюмов, М. С. Лобанова. О характере крупномасштабного теплового взаимодействия океана и атмосферы в умеренных широтах	178

Сборник научных трудов (межвузовский), вып. 102

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Редактор *О. С. Крайнова*

Корректор *Л. В. Ломакина*

Сдано в набор 14.07.88. Подписано в печать 12.06.89. М-17625.
Формат бумаги 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая.
Печ. л. 11,6. Уч.-изд. л. 10,0. Тираж 400 экз. Зак. 326. Темплан 1989 г.
поз. 281. Цена 1 р. 50 к.

ЛГМИ. 195196, Ленинград, Малоохтинский пр., 98.

Типография ВСОК ВМФ.