Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Посвящается 40-летию Победы

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

МЕЖВУЗОВСКИЙ СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД
1985

Т78

УДК 551.509.3

Метеорологические прогнозы. Сборник научных трудов. Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 163 (ЛГМИ).

333298

В сборник включены работы, посвященные анализу и прогнозу полей метеорологических величин и явлений. Исследуются возможности совершенствования методов прогноза на основе параметризации некоторых метеорологических процессов, использования спутниковой информации, интерпретации численных прогнозов при прогнозе некоторых метеорологических величин, учета временной структуры атмосферных процессов. Особое внимание уделено обсуждению результатов численных экспериментов. Ряд статей посвящен вопросам обработки первичной метеорологической информации.

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

проф. *В. И. Воробьев,* ответственный редактор (ЛГМИ),
ст. научн. сотр. *Ю. Ж. Альтер-Залик,* ответственный секретарь (ЛГМИ),
проф. *В. Л. Архангельский* (Саратовский гос. университет),
проф. *П. Н. Белов* (МГУ), проф. *Е. П. Борисенков* (ГГО),
проф. *К. В. Кондратович* (ЛГМИ), проф. *Б. Д. Панин* (ЛГМИ).

Ленинградский
гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 195196 Малоохтинский пр., 98

© Ленинградский гидрометеорологический институт (ЛГМИ), 1985

АВИАЦИОННЫЕ МЕТЕОРОЛОГИ НА ФРОНТАХ ВЕЛИКОЙ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ ВОЙНЫ

(к 40-летию Победы над фашистской Германией)

Сорок лет на советской земле царит мирный созидательный труд. Советский народ и его Вооруженные силы разгромили армию фашистской Германии, проявив при этом невиданную стойкость и героизм. Существенное влияние на способы боевого применения практически всех родов и видов войск в течение всей войны оказывали природные условия. Велико было влияние гидрометеорологических условий на боевые действия сухопутных войск, военно-морского флота и особенно на боевую деятельность Военно-воздушных сил.

Всестороннее гидрометеорологическое обеспечение войск во время войны осуществлялось подразделениями Главного управления Гидрометеорологической службы Красной Армии (ГУГМС КА), которое на протяжении всей войны возглавлял Герой Советского Союза генерал (после Великой Отечественной войны академик АН СССР) Е. К. Федоров.

В тяжелых условиях войны, особенно в первый ее период, когда часть территории страны оказалась оккупированной, советские гидрометеорологи прилагали героические усилия для обеспечения регулярной работы подразделений гидрометеорологической службы в тылу и на фронте, постоянно совершенствуя организацию сбора и распространения метеоинформации, работу прогностических подразделений, всестороннее взаимодействие центральных органов ГУГМС КА с гидрометеорологическими службами всех видов Вооруженных сил. Наиболее сложной, большой по объему и оперативности была работа метеорологической службы ВВС в действующей армии.

До начала войны непосредственное обеспечение метеоинформацией частей и соединений ВВС осуществлялось подразделениями своей метеорологической службы. В значительной мере эта служба опиралась на информацию сети метеостанций, бюро погоды и метеорадиоцентров ГУГМС при Совете Министров СССР.

В первый период войны сеть гидрометеорологических станций на оккупированных территориях прекратила свое существование, сильно осложнилась работа радиометеоцентров. В связи с этим, с целью централизации гидрометеорологического обеспечения всех видов войск, при военных округах и на фронтах создаются подразде-

ления гидрометслужбы. Однако они не могли в нужной степени обеспечить нужды авиации действующей армии. Учитывая это, в феврале 1942 г. приказом Верховного Главнокомандующего Красной Армии метеослужба ВВС была подчинена непосредственно начальнику штаба ВВС, а в составе штаба был создан отдел метеослужбы, который совместно с Главной авиаметеорологической станцией ВВС (ГАМС ВВС) в течение всей войны возглавлял работу метеоподразделений частей, соединений и объединений военной авиации. Чтобы лучше организовать метеообеспечение боевых действий фронтовой авиации, помимо существующих с начала войны авиационнометеорологических станций батальонов аэродромного обслуживания (АМС БАО), были созданы метеоподразделения в штабах воздушных дивизий, корпусов и армий. Это дало возможность осуществлять обеспечение командования метеоинформацией непосредственно в штабах, а летный состав на аэродромах (даже на стоянках самолетов перед вылетом), а также использовать для сбора и распространения информации оперативные средства связи штабов, надежнее и своевременнее передавать оповещения об опасных условиях погоды и кратковременных ее улучшениях. В каждой воздушной армии во фронтовой авиации были созданы свои радиосети метеоинформации.

Для повышения эффективности боевых действий аэродромы истребительной и штурмовой авиации максимально приближались к линии фронта, что позволяло значительно увеличить количество боевых вылетов, особенно в сложных метеоусловиях. Кроме того создалась возможность использования кратковременных улучшений погоды, предсказать которые с нужной точностью на большом расстоянии от цели, и тем более по синоптическим картам с очень ограниченным количеством метеоинформации, было чрезвычайно сложно, а иногда и просто невозможно.

Метеорологическому обеспечению авиации очень помогала разведка погоды над линией фронта и в тылу противника. Она осуществлялась самолетами всех родов авиации, но в сложных метеорологических условиях силами штурмовиков и истребителей и, как правило, в интересах всех частей воздушной армии. Многие метеоспециалисты в составе боевых экипажей сами летали на разведку погоды. Так, в самые тяжелые дни начала войны в первых числах августа 1941 г. было принято решение нанести мощный бомбардировочный удар по Берлину. Два дня погода не позволяла вылетать. На третий день метеоролог Каспин с летчиком Дашковским полетели на разведку погоды. Результаты разведки позволили Каспину уточнить прогноз погоды, доложить об ее улучшении, и вечером того же дня шестерка наших бомбардировщиков, нагруженных тысяча- и пятисоткилограммовыми бомбами взяла курс на Берлин. Задание было успешно выполнено.

Важная информация о погоде с переднего края поступала с командных пунктов штабов авиационных соединений и объединений. Они располагались вблизи командных пунктов общевой-

сковых соединений. С этих же командных пунктов сведения о погоде передавали опытные в метеорологическом отношении штабные офицеры, а при необходимости там находились и метеоспециалисты. Такая система позволяла осуществлять связь с самолетами для более точного наведения их на цели, а также для информации экипажей самолетов о метеообстановке и ее изменениях над линией фронта и за ней. В свою очередь летный состав имел возможность по радио информировать командные пункты и метеоподразделения о погоде в районе боевых действий. Во время Сталинградской битвы, когда шли ожесточенные бои на улицах города, на одном из командных пунктов 8 воздушной армии находился начальник метеобюро И. Г. Ермолаев. Он за проявленное в этот период мужество и умелое оперативное метеорологическое обеспечение боевых действий на поле боя был награжден орденом Боевого Красного знамени.

Высокая эффективность работы метеослужбы в обеспечении боевых действий авиации проявилась буквально во всех операциях, проводившихся Красной Армией на фронтах Великой Отечественной войны.

Так, например, в период ожесточенных боев на никопольском плацдарме 17 декабря 1943 г. наша авиация совместно с наземными войсками наносила удары по вражеским войскам на левом берегу Днепра напротив Херсона. Разведчик погоды подтвердил прогноз, что с запада надвигается низкая облачность с плохой видимостью. Чтобы поддержать наступающую пехоту, было решено перебазировать летные части на юг Таврии, в район Чаплинки, где погода была хотя и недолго, но благоприятной для полетов. В результате такого своевременного маневра штурмовики оказали эффективную поддержку сухопутным войскам, немецкая группировка была разгромлена и отброшена за Днепр.

24 апреля 1945 г. советские войска вели ожесточенные бои за порт и морскую крепость Пиллау (Восточная Пруссия). Большие надежды возлагались на бомбардировочную авиацию, которая должна была помочь сухопутным войскам сокрушить немецкую оборону. Но метеорологические условия не благоприятствовали боевым действиям авиации. В районе базирования и боевых действий располагался малоподвижный фронт, за которым, однако, прослеживался небольшой гребень, медленно смещающийся к востоку. Можно было ожидать кратковременного улучшения погоды. Об этом было доложено командованию и с рассветом все части 1-го бомбардировочного корпуса были приведены в боевую готовность. Для уточнения прогноза вылетел разведчик погоды, на борту которого находился начальник метеослужбы. В результате тщательно проведенной разведки удалось уточнить анализ развития синоптических процессов, подробно определить структуру облачности и ее границы, откорректировать прогноз погоды. Непосредственно с борта самолета начальник метеослужбы доложил командиру корпуса, что через 30—40 минут над целью будет

благоприятная погода. Вскоре части двух бомбардировочных дивизий, входивших в состав корпуса, нанесли массированный бомбардировочный удар по Пиллау.

В операции по штурму города-крепости Кенигсберг одновременно принимали участие три воздушных армии фронтовой авиации, соединения дальней авиации и авиации Балтийского флота. При столь большой концентрации авиации над относительно небольшой по площади целью, маршруты, высота полета и время появления над целью были заранее определены командованием всем частям и соединениям. В день штурма Кенигсберга в западных и северо-западных районах базирования частей 1 ВА, которая несла на себе основную тяжесть боев в Восточной Пруссии, была низкая облачность и плохая видимость, исключавшие возможность полетов самолетов всех типов. Около 9 ч 30 мин на аэродромах погода несколько улучшилась, но по заданным армии маршрутам она оставалась неблагоприятной. По прогнозу погоды, который затем подтвердился во время разведки, ожидалось улучшение погоды на заранее намеченных командованием маршрутах запасного, восточного варианта. Результаты разведки были доложены с борта самолета по радио непосредственно командующему армией генералу Т. К. Хрюкину, который дал команду начать полеты по маршрутам с относительной благоприятной погодой. По этим маршрутам многие сотни самолетов армии направились на Кенигсберг и своими штурмовыми и бомбардировочными ударами способствовали овладению крепостью. Все авиационные части, принимавшие участие в этих полетах, приказом Главнокомандующего получили благодарность за участие в боях за овладение г. Кенигсбергом.

Следует отметить, что в течение всей войны метеоподразделения фронтовой авиации различных фронтов эффективно взаимодействовали между собой и с гидрометеослужбой сухопутных войск, а также ВМФ. Существенную помощь им оказывали ГАМС ВВС и Центральный институт погоды ГУГМС КА.

Развитие боевой авиации в годы войны и ее метеослужбы требовало большого числа высококвалифицированных инженеров-метеорологов и младших специалистов. Еще накануне войны подготовка авиационных инженеров-метеорологов была организована в Московском гидрометеорологическом институте (ныне Ленинградский гидрометеорологический институт). Выпускники этого института и Харьковского гидрометеорологического института (ныне Одесский гидрометеорологический институт) составляли в начале войны основной инженерный состав метеослужбы.

Работа авиационных метеорологов по обеспечению боевых действий авиации Вооруженных сил получила высокую оценку командования. Около 2 тыс. офицеров, сержантов и солдат метеослужбы ВВС во время Великой Отечественной войны было награждено боевыми орденами и медалями.

Авиационные метеорологи на фронтах Великой Отечественной войны внесли достойный вклад в дело победы советского народа над немецко-фашистскими захватчиками. Метеорологи сегодняшнего дня могут по праву гордиться своими старшими коллегами — авиационными метеорологами, ветеранами Великой Отечественной войны. Их опыт широко используется в настоящее время для совершенствования методов метеорологического обеспечения различных отраслей народного хозяйства, в подготовке метеоспециалистов, в деле патриотического воспитания советской молодежи.

Г. И. Коган-Белецкий, доцент, кандидат технических наук, бывший начальник метеослужбы 1-ой гвардейской штурмовой авиационной Сталинградской ордена Ленина, дважды Краснознаменной, орденов Суворова и Кутузова дивизии в годы Великой Отечественной войны.

УДК 551.509.314.

Р. П. РЕПИНСКАЯ (ЛГМИ)

К ВОПРОСУ О ПРОГНОЗЕ ПРИЗЕМНОГО ДАВЛЕНИЯ МЕТОДОМ MOS

1. В настоящее время прогноз погоды в рамках синоптического метода осуществляется в два этапа: сначала составляется прогноз крупномасштабных особенностей циркуляции, а затем, на его основе, — прогноз элементов локальной погоды. Для свободной атмосферы первый этап полностью выполняется с помощью гидродинамических моделей. Однако в приземном слое, где имеет место мощное термодинамическое воздействие подстилающей поверхности на воздушные течения, успешность численных прогнозов, особенно при значительной перестройке термобарических

полей, все еще ниже, чем прогнозов, составляемых опытными синоптиками [1, 7, 9]. Поэтому результаты гидродинамических прогнозов у земли нуждаются в уточнении и детализации для конкретных пунктов. Прогноз элементов локальной погоды составляется синоптиками с учетом всей продукции гидродинамических моделей. Такие элементы локальной погоды, как облачность, экстремальные температуры, приземный ветер и другие чаще всего прогнозируются с помощью эмпирических соотношений, полученных на основе метода множественной регрессии. Первые работы по применению этого метода к прогнозу погоды с использованием ЭВМ базировались, как известно [1], на вычислении эмпирических функций влияния. Широкое применение получили также синоптико-статистические методы и методы, в которых предикторы представляют собой обобщенные характеристики состояния атмосферы — коэффициенты разложения метеополей в ряды по ортогональным функциям. В последние годы все больше внимания уделяется разработке схем статистической интерпретации (коррекции) продукции гидродинамических моделей. Здесь используются две концепции: метод идеального прогноза — PP и метод обучающих выборок моделей — MOS [3, 4, 8, 10, 11]. По оценкам ряда авторов метод MOS дает лучшие результаты, чем метод PP, хотя и требует пересчета уравнений регрессии при усовершенствовании базовой модели [11].

В данной работе решается задача статистической коррекции численных прогнозов приземного барического поля методом MOS для северо-западной части ЕТС, поскольку гидродинамические модели, как отмечалось выше, не обеспечивают требуемой точности этих прогнозов.

2. С целью выбора лучшей базовой гидродинамической модели, наиболее адекватной реальной атмосфере, рассмотрим результаты сравнительной оценки успешности оперативных численных прогнозов приземного давления по моделям ГМЦ СССР (негеострофическая схема «Синтез», основанная на полных уравнениях [2]) и ГГО (квазигеострофическая малопараметрическая схема Ильина-Руховца [6] с физическим насыщением, осуществленным сотрудниками Белорусского территориального ГМЦ) над ЕТС в широтном поясе 55—80°.

Исходными данными для оценки послужили 47 случайным образом выбранных прогностических полей приземного давления, полученных по схемам ГГО и «Синтез» с суточным упреждением, и результаты объективного анализа за 03 часа в период с ноября 1980 г. по февраль 1981 г. По схеме «Синтез» привлекались данные в 64, а по модели ГГО в 81 точках.

В соответствии с рекомендациями, изложенными в работах [1, 7, 8, 12], в качестве оценок успешности численных прогнозов рассчитывались следующие статистические характеристики: средняя абсолютная ошибка прогноза δ; средняя относительная ошибка прогноза ε; отношение средней абсолютной прогностической из-

менчивости η; коэффициент корреляции между прогностическими и фактическими изменениями давления r; критерий s_1, учитывающий подобие градиентов давления; параметр ρ, являющийся мерой геометрического подобия полей; отношение средней квадратической ошибки прогноза к средней фактической квадратической изменчивости ε_2.

В табл. 1 приведены значения названных характеристик для обеих схем, осредненные по 47 случаям, включенным в исходную выборку. Видно, что величина средней относительной ошибки прогноза ε по схеме ГГО меньше, чем по схеме «Синтез». Отношение средней квадратической ошибки прогноза к средней фактической изменчивости ε_2 дает тот же результат, поскольку является аналогом ε.

Таблица 1

Оценка успешности прогнозов приземного давления по схемам ГГО и «Синтез»

Схема	ε	r	ρ	s_1	η	δ	$\delta_ф$	$\delta_п$	ε_2
ГГО	0,81	0,68	0,46	0,71	0,84	4,5	5,7	4,9	0,83
«Синтез»	0,84	0,70	0,49	0,66	1,11	4,3	5,7	6,0	0,84

Из практики известно, что прогноз барического поля считается удовлетворительным и хорошим при $\varepsilon \leqslant 0{,}70$, а плохим при $\varepsilon > 1$. Повторяемости рассматриваемой совокупности прогнозов по этим градациям (табл. 2) показали, что хорошие прогнозы чаще даются по схеме ГГО, а плохие по схеме «Синтез». Сравнивая экстремальные значения ε (табл. 2), приходим к выводу, что прогнозы по схеме ГГО имеют меньшую амплитуду колебания величины относительной ошибки, что свидетельствует о более стабильном качестве прогнозов по этой схеме для различных синоптических ситуаций.

Таблица 2

Повторяемость (%) относительных ошибок (ε) прогноза приземного давления по схемам ГГО и «Синтез» и их экстремальные значения ($\varepsilon_э$)

Схема	Градации ε			$\varepsilon_э$	
	$\leqslant 0{,}70$	0,71—0,99	$\geqslant 1{,}0$	min	max
ГГО	37	50	13	0,46	1,30
«Синтез»	33	50	17	0,45	1,73

Была составлена также таблица градаций абсолютной фактической изменчивости давления (табл. 3) и для каждой градации определены величины ε, r и ρ. Оказалось, что меньшую относительную ошибку прогнозов по первым трем градациям дает схема ГГО, а в случае большой фактической изменчивости — схема «Синтез». Оценки коэффициентов корреляции и параметра ρ в первых трех градациях изменчивости давления, как правило, несколько выше у схемы ГГО. Однако при большой изменчивости лучшие оценки r и ρ дает схема «Синтез».

Таблица 3

Распределение оценок ε, r и ρ по градациям абсолютной фактической изменчивости ($\delta_ф$) приземного давления для схем ГГО и «Синтез»

Изменчивость	Градация $\delta_ф$	Число случаев	Схема					
			ГГО			«Синтез»		
			ε	r	ρ	ε	r	ρ
Малая	2,50—4,59	12	0,96	0,59	0,38	1,02	0,54	0,39
Ниже средней	4,60—5,59	9	0,74	0,74	0,57	0,76	0,78	0,58
Выше средней	5,60—6,49	14	0,85	0,68	0,41	0,92	0,66	0,43
Большая	6,50—9,59	12	0,68	0,75	0,52	0,74	0,79	0,64

Чтобы выяснить, какую из схем лучше использовать применительно к данной синоптической ситуации только при наличии прогностической информации, была проделана следующая работа: находилась полусумма абсолютных прогностических изменчивостей барического поля по обеим схемам для каждого случая отдельно; полученные средние значения прогностической изменчивости разбивались на три градации, для которых вычислялись средние значения характеристик успешности прогнозов (табл. 4). Видно, что по первой и третьей градациям лучшие результаты дает схема ГГО, а по второй — схема «Синтез».

Из анализа отношения средней абсолютной прогностической изменчивости к средней абсолютной фактической изменчивости можно сделать вывод о том, что схема ГГО систематически занижает изменения приземного давления ($\eta=0{,}84$), а схема «Синтез», наоборот, систематически завышает их ($\eta=1{,}12$).

Градиенты в поле приземного давления и, следовательно, приземный ветер указывается на выходе схемы «Синтез» несколько лучше, чем на выходе схемы ГГО. Этот факт объясняется, очевидно, тем, что в последней воздушные течения во всей толще атмосферы, и в том числе в пограничном слое, принимаются геострофическими. Тем не менее прогнозы по схеме ГГО по величине характеристики $s_1=0{,}74$ следует отнести к полезным [13].

Таблица 4

Распределение оценок ε, r и ρ по градациям абсолютной прогностической изменчивости ($\delta_п$) приземного давления для схем ГГО и «Синтез»

Градации $\delta_п$	Число случаев	Схема					
		ГГО			«Синтез»		
		ε	r	ρ	ε	r	ρ
2,73—4,99	19	0,88	0,61	0,42	0,95	0,55	0,38
5,00—6,99	10	0,82	0,68	0,42	0,65	0,75	0,65
⩾7,00	18	0,72	0,75	0,54	0,75	0,76	0,48

Кроме того, по методике, описанной в книге [12], для каждой схемы было рассчитано так называемое «информационное отношение»

$$И=[Э(У)-Э_x(У)]/Э(У),$$

где $Э(У)$ — энтропия опыта $У$; $Э_x(У)$ — условная энтропия опыта $У$ при осуществлении опыта X. Информационное отношение показывает, какую часть неопределенности события $У$ устраняет информация, доставляемая опытом X. В качестве X в данной задаче берется значение абсолютной фактической изменчивости барического поля, а в качестве $У$ — абсолютная прогностическая изменчивость. Последняя разбивается при этом на те же градации, что и первая. Проведенные расчеты показали, что $И_{ГГО}=0{,}366$, а $И_{«Синтез»}=0{,}388$.

Таким образом, анализ всего комплекса критериев успешности численных прогнозов показал, что во всех синоптических ситуациях, за исключением случаев большой фактической изменчивости, схемы ГГО и «Синтез» дают практически равноценные прогнозы приземного давления. Этот вывод подтверждается также и весьма близкими значениями информационных отношений для обеих схем. Учитывая все сказанное, мы использовали в качестве базовой схему ГГО. Причиной такого решения послужил также и факт территориальной близости ЛГМИ, где выполнялась данная работа, ГГО и потребителя численных прогнозов Ленинградского ГМЦ.

3. Исходной информацией для решения задачи статистической интерпретации продукции схемы ГГО послужили 20 прогностических полей приземного давления P_0, H_{1000}, H_{850}, H_{700} и вертикальных токов на уровне 850 гПа на 24 часа, а также фактические и начальные поля P_0, заданные в узлах квадратной сетки 9×9 узлов с шагом 300 км, за январь — февраль 1981 г. Использовались

также высоты местности над уровнем моря, снятые в узлах сетки с шагом 100 км с целью детального учета влияния особенностей рельефа подстилающей поверхности на воздушные течения. Массивы указанных полей послужили рабочими выборками для расчета гидродинамических предикторов.

В перечень виртуальных гидродинамических предикторов были включены следующие параметры [10]: $u_{g\,1000}$, $v_{g\,1000}$ и $u_{g\,700}$, $v_{g\,700}$ — компоненты геострофического ветра на ближайшем к земле изобарическом уровне и на уровне «ведущего потока» в нижней тропосфере соответственно; ΔV — вертикальный сдвиг модуля геострофического ветра в слое 1000—700 гПа, численно мало отличающийся от векторного приращения геострофического ветра, которое зависит от среднего горизонтального градиента температуры в этом слое и называется термическим ветром; $\nabla^2 H_{1000}$ — величина, пропорциональная лапласиану приземного давления; $A_{\text{т}}$ — геострофическая адвекция средней температуры воздуха в слое 1000—850 гПа; A_{p_0} — трансляционное изменение приземного давления, несущее информацию о приближении или удалении барических образований и фронтов, отражающее влияние чисто динамических факторов и косвенно связанное с вертикальными движениями; w_z — добавочная вертикальная составляющая скорости, обусловленная влиянием рельефа подстилающей поверхности; Г — циркуляция скорости, характеризующая средний перенос воздуха вдоль некоторого замкнутого контура; предиктор w_{850} брался непосредственно на выходе базовой численной модели.

Разностная аппроксимация дифференциальных формул предикторов осуществлялась с помощью наиболее точных операторов, предложенных Иенсеном и Страудом [5]:

$$[f'(x)]_{i,j} = \frac{1}{12\Delta s}\left(f_{i-2,j} - f_{i+2,j} - 8f_{i-1,j} + 8f_{i+1,j}\right),$$

$$[f'y)]_{i,j} = \frac{1}{12\Delta s}\left(f_{i,j-2} - f_{i,j+2} - 8f_{i,j-1} + 8f_{i,j+1}\right),$$

$$(\nabla^2 f)_{i,j} = \frac{1}{12(\Delta s)^2}\left[16\left(f_{i+1,j} + f_{i-1,j} + f_{i,j+1} + f_{i,j-1}\right) - 60 f_{i,j} - \right.$$
$$\left. - \left(f_{i,j+2} + f_{i,j-2} + f_{i+2,j} + f_{i-2,j}\right)\right].$$

С помощью этих формул значения предикторов вычислялись в узлах сетки 5×5, а затем интерполировались на интересующие нас станции Великие Луки, Ленинград, Петрозаводск, Псков, Рига, Сортавала и Таллин с целью построения уравнений регрессии. Последние строились методом множественной регрессии. Система нормальных уравнений решалась методом исключения с выбором главного элемента по столбцу. Построенные уравнения регрессии приведены в табл. 5.

Таблица 5

Уравнения регрессии для прогноза приземного давления методом MOS в зимний период

Предиктор / Пункт	$u_{g\,1000}$	$v_{g\,1000}$	$u_{g\,700}$	$v_{g\,700}$	$\nabla^2 H_{1000} \cdot 10^{11}$	ΔV	$A_T \cdot 10^4$	$w_z \cdot 10^3$	$A_{p_0} \cdot 10^5$	Γ	$w_{850} \cdot 10^3$
Великие Луки	1,3	—0,9	2,2	13,2	1,5	4,7	—25,0	3,0	1,4	4,8	—0,3
Ленинград	1,5	—0,3	1,5	23,0	2,2	8,0	23,0	1,9	0,6	1,9	—0,6
Петрозаводск	—0,2	0,4	0,6	0,8	0,3	5,6	—2,8	6,6	—0,8	—5,6	—0,3
Псков	0,4	0,1	—0,8	1,7	1,8	—0,9	33,0	—4,8	17,0	40,0	0,5
Рига	0,5	—0,7	—0,5	19,0	0,1	—0,6	1,6	2,6	0,3	6,3	—0,1
Сортавала	1,7	0,7	1,5	11,8	— 2,0	7,3	21,0	—1,8	7,0	—3,6	—0,2
Таллин	—0,8	16,0	0,8	—18,0	—12,0	—0,6	13,0	24,0	2,0	70,0	12,0

Апробация уравнений осуществлялась на зависимом (20 случаев) и независимом (11 случаев) материале. В качестве характеристик успешности выполненных прогнозов для каждого пункта вычислялись следующие оценки: средняя относительная ошибка ε; средняя абсолютная ошибка δ; средняя ошибка a; коэффициент корреляции между прогностическими и фактическими значениями давления r; параметр ρ. Из табл. 6, где приведены значения названных характеристик, видно, что качество прогнозов приземного давления, полученных на независимой выборке, по всем параметрам успешности можно отнести лишь к удовлетворительным. Это объясняется тем, что небольшая выборка, по которой определены коэффициенты уравнений регрессии, предопределяет их ограниченную информативность, недостаточную статистическую значимость и неустойчивость во времени. Тем не менее проведенный численный эксперимент позволяет надеяться, что уточненные на более обширном архивном материале уравнения регрессии дадут возможность производить статистическую интерпретацию численных прогнозов в терминах приземного давления с лучшим качеством. Улучшения уравнений регрессии можно добиться также путем использования специальных процедур отбора наиболее информативных предикторов и физического насыщения виртуального ансамбля последних новыми носителями метеорологической памяти.

Таблица 6

Оценка успешности прогнозов приземного давления на основе MOS-концепции

Пункт	Зависимая выборка					Независимая выборка				
	ε	r	δ	a	ρ	ε	r	δ	a	ρ
Великие Луки	0,71	0,79	3,8	2,2	0,48	0,73	0,76	4,1	2,6	0,47
Ленинград	0,66	0,72	4,2	3,9	0,43	0,77	0,69	4,5	4,1	0,43
Петрозаводск	0,79	0,67	4,5	—1,6	0,42	0,81	0,65	4,5	—2,0	0,41
Псков	0,77	0,70	4,4	3,9	0,44	0,78	0,69	4,2	4,2	0,44
Рига	0,69	0,75	4,6	3,0	0,48	0,70	0,70	4,7	3,7	0,44
Сортавала	0,80	0,64	4,0	—2,7	0,41	0,83	0,63	4,4	—3,4	0,39
Таллин	0,83	0,63	4,7	3,8	0,36	0,87	0,60	4,9	4,3	0,33

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов П. Н. Численные методы прогноза погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1975. — 392 с.
2. Белоусов С. Л., Беркович Л. В., Кричак С. О., Пресман Д. Я., Фукс-Рабинович М. А. Оперативная модель численного прогноза метеоэлементов по северному полушарию. — Труды ГМЦ СССР, 1978, вып. 212, с. 3—13.

3. Воробьев В. И., Репинская Р. П. Об использовании результатов численных схем для прогноза локальной погоды. — В сб.: Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства. Л., изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 23—31 (ЛГМИ).
4. Глан Г., Лаури Дж., Халленбау Дж., Аннет Дж. Статистики численных прогностических моделей. — В сб.: Теория вероятностей и математическая статистика в атмосферных науках. Л., Гидрометеоиздат, 1975, с. 21—28.
5. Иенсен Д., Страуд Дж. Точность конечно-разностных аналогов простых дифференциальных операторов. — В кн.: Труды 2 Токийского симпозиума по численным методам прогноза погоды. Л., Гидрометеоиздат, 1971, с. 361—370.
6. Ильин Б. М., Орлова Л. С., Руховец Л. В. Малопараметрическая модель прогноза поля геопотенциала и ее оперативные испытания. — Метеорология и гидрология, 1967, № 10, с. 15—21.
7. Информационный сборник Гидрометцентра СССР. 1976, № 5. — 95 с.
8. Методические указания по проведению оперативных испытаний новых методов гидродинамических прогнозов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977, с. 5—18.
9. Практикум по синоптической метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1983. — 288 с.
10. Репинская Р. П. Статистическая коррекция численных прогнозов. — В сб.: Метеорологические прогнозы. Л., изд. ЛПИ, 1983, вып. 82, с. 38—47 (ЛГМИ).
11. Снитковский А. И., Сонечкин Д. М., Фукс-Рабинович М. С., Шаповалова Н. С. Система объективного краткосрочного прогноза явлений и элементов погоды в США. — Обзор. Серия «Метеорология». Обнинск, ВНИИГМИ — МЦД, 1978. — 35 с.
12. Юдин М. И. Новые методы и проблемы краткосрочного прогноза погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1963. — 404 с.
13. Tewels S., Wobus H. B. Verification of Prognostic Charts. Bulle. Amer. Meteorol. Soc., 1954, vol. 35, N 10, p. 455—463.

УДК 551.509.319.

И. Н. РУСИН, Е. А. ТУТУШКИНА (ЛГМИ)

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ЧИСЛЕННЫХ ПРОГНОЗОВ В СИНОПТИЧЕСКОЙ ПРАКТИКЕ

Информационное обеспечение синоптика за последние два десятилетия значительно возросло и качественно улучшилось. При этом повысилась и оправдываемость краткосрочных прогнозов. Однако, как отметил В. В. Бугаев [3], увеличение точности про-

гноза наблюдается в меньшей степени, чем рост стоимости информации, собираемой для метеорологических прогнозов. Принято считать, что качество краткосрочных прогнозов зависит от объема исходной информации и качества гидродинамических прогнозов. Причем именно недостатки практической реализации современных моделей на ЭВМ считаются главным препятствием получения высококачественного прогноза [6]. Тем не менее неоднократно отмечалось [6], что существенного уменьшения пространственного шага в близком будущем ожидать нельзя. Таким образом, интерпретация рассчитанных барических полей и прогноз для конкретного района остается за синоптиком.

Учитывая роль синоптика в современном краткосрочном прогнозе, целесообразно поставить следующие вопросы: во-первых, можно ли считать участие человека вообще необходимым и перспективным; во-вторых, насколько полноценно современная методика оперативного синоптического прогноза позволяет использовать информацию, получаемую на основе численных прогнозов; в-третьих, имеются ли резервы для повышения эффективности краткосрочного прогноза за счет улучшения работы человека в системе человек — ЭВМ.

Для ответа на эти вопросы целесообразно проанализировать регламент рабочего времени синоптика и круг вопросов, которыми он занимается. Это можно сделать на основе должностных инструкций для дежурных синоптиков бюро погоды. Например, в Ленинградском гидрометеорологическом центре группа дежурных синоптиков в течение дневной рабочей смены по летнему расписанию должна осуществить следующий комплекс работ:

1) с 8.00 до 9.30 производится прием дежурства; ознакомление с метеорологической обстановкой на основе всех видов текущей информации, с прогнозами погоды на основе отечественных и зарубежных карт; получение новых распоряжений, ручная обработка «кольцовки» за 07 часов и карт AT_{700} и AT_{850} за 04 часа; построение прогностических траекторий частиц для Ленинграда; построение и обработка прогностического радиозонда на текущий день; расчет конвективных явлений и скорости ветра на текущий день; составление карт будущего положения заблаговременностью 24 и 36 часов; составление предварительного прогноза погоды.

2) с 9.30 до 11.00 производится уточнение прогноза на 24 и 36 часов на основе анализа высотных и приземных карт, полученных из ГМЦ СССР. Обработка карт AT_{300}, AT_{200}, $OT_{500/1000}$ за 04 часа; построение и обработка прогностических радиозондов на 24 и 36 часов; уточняющие расчеты элементов прогноза погоды; составление обзоров погоды за предыдущие сутки и суточных прогнозов по областям для радиопередачи.

3) с 11.00 до 11.20 производится обсуждение прогнозов.

4) с 11.20 до 12.20 оформляется бюллетень погоды. Производится запись результатов расчета метеоэлементов и явлений погоды в журнал обоснований прогнозов; составление и передача

текстов прогноза общего пользования и специализированных прогнозов; обработка карт максимального ветра и струйных течений за 04 мск, карт максимальной температуры и осадков за прошедший день, карт минимальной температуры и осадков за прошедшую ночь; консультации потребителей по запросам.

5) с 12.20 до 14.30 производится проверка оформления ежедневного бюллетеня погоды, контроль радио- и телепередач прогнозов погоды; заполнение журнала обоснований прогнозов; контроль оперативных документов за предыдущие сутки и оценка оправдываемости прогнозов и штормовых предупреждений; обработка карты за 09 часов.

6) с 14.30 до 16.30 производится анализ зарубежных прогностических карт; составление прогноза для газет (совместно с синоптиком-долгосрочником) и спецпрогнозов; подготовка справок о погоде; обработка «кольцовки» за 13 часов; оформление разборов неоправдавшихся прогнозов.

7) с 16.30 до 18.00 уточнение и передача прогнозов для радио и телевидения. Составление специализированных прогнозов. Проверка аэросиноптического материала за предыдущие сутки. Заполнение журнала замечаний.

8) с 18.00 до 20.45. Анализ метеорологической информации за дневной срок. Составление обзора погоды и специализированных прогнозов. Обработка «кольцовки» за 18.00.

Анализ распорядка работы дежурных синоптиков приводит к выводу, что бо́льшая часть рабочего времени синоптика затрачивается на контроль за метеорологической обстановкой и работу с местными потребителями. Это означает, что синоптик выполняет функции лица, несущего ответственность за своевременное предупреждение общества об опасных изменениях погоды. Наличие такой социальной роли синоптика создает специфические трудности на пути полной автоматизации его функций в связи с непрерывным ростом требований к прогностическому обслуживанию.

Идя по пути все большей автоматизации обслуживания синоптика численными прогнозами, специалисты Национальной службы погоды США столкнулись с явлением «раковой опухоли» метеорологических прогнозов [14]. Суть явления заключается в том, как синоптик использует получаемый из Национального Метеорологического центра США прогноз общего пользования. Этот прогноз поступает к нему в словесной форме, весьма удобной для передачи потребителю [16]. Он рассчитан на основе количественной статистической интерпретации результатов гидродинамического прогноза [17] и учитывает такой объем информации о метеорологических процессах в прошлом и точности численных прогнозов, который человек объективно учесть не в состоянии. Известно, что высококвалифицированный синоптик может, тем не менее, улучшить такой прогноз, но для этого он должен производить тщательный и трудоемкий анализ процессов, брать на

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т

себя ответственность за принятое решение по отмене прогноза из центра.

В результате недостатка времени, который всегда имеет место в сложных для прогноза метеоусловиях, человек может не успевать произвести все необходимые для прогноза операции и зачастую ухудшить, а не улучшить прогноз. Поэтому среди специалистов-синоптиков США возникла тенденция не изменять прогноз, полученный из центра ни при каких условиях. Это экономит личное время и снимает часть ответственности за неоправдавшийся прогноз. Именно эта ситуация, когда человек самоустраняется от составления прогнозов, получила название «раковой опухоли» метеорологических прогнозов [14].

Поскольку работа с потребителями требует ответственного отношения к своему прогнозу и поскольку человек может принять ответственное решение, только выработав его сам, следует признать, что дальнейшая автоматизация метеорологического прогноза требует изучения специфики работы человека.

Для выявления того, насколько полноценно используется синоптиком информация, рассчитанная на основе гидродинамических моделей, следует рассмотреть методику работы синоптика в процессе подготовки прогноза (для приведенного выше распорядка этот этап соответствует периоду с 8.00 до 11.00), а также имеющиеся рекомендации об использовании гидродинамических прогнозов [1, 8].

Изучив метеорологическую обстановку и составив свой предварительный прогноз синоптического положения, синоптик приступает к анализу прогностических карт барической топографии в целях окончательного установления районов, из которых на территорию его прогноза поступит воздушная масса. К сожалению, рассчитанные карты будущего положения имеют систематические ошибки. В соответствие с работами [5, 7, 9, 18] их можно классифицировать следующим образом.

1. Численные прогнозы предсказывают перестройку барических полей несколько позже, чем она осуществляется (например, перестройка, предсказываемая на 36 ч, может произойти через 24 ч).

2. Стационирующиеся процессы численный прогноз предсказывает плохо, он дает изменение полей, которые на самом деле стационарны.

3. Ошибки прогноза перемещения барических систем:

а) как правило, занижены скорости перемещения (особенно в нижних слоях);

б) направление перемещения может быть предсказано неверно (только в 75% случаев ошибка направления в пределах 30°), ошибка, как правило, приводит к тому, что прогнозируемая траектория систем располагается в л е в о от фактической;

в) ошибки различны в зависимости от типа барического образования (циклон или антициклон).

4. Ошибки прогноза интенсивности барических образований:

а) сглаживание — занижение интенсивности циклонов и антициклонов или трансформация их в ложбины или гребни, особенно в нижних слоях;

б) ложный антициклогенез — занижение интенсивности циклонов в большей степени, чем антициклонов.

5. Ошибки прогноза новообразований:

а) возникновение центров предсказывается с оправдываемостью около 60% (для циклонов несколько лучше, чем для антициклонов);

б) исчезновение центров предсказывается с оправдываемостью выше 70%.

6. Дополнительные сведения:

а) оправдываемость прогнозов внутри Е. С. П. выше, чем при смене Е. С. П.;

б) оправдываемость коррелирована с синоптической ситуацией (западные процессы предсказываются лучше, чем северо-западные, а последние лучше, чем южные);

в) наличие корреляции ошибки с географическим положением.

Учет систематических ошибок требует корректировки прогноза. Осложняющим корректировку обстоятельством является зависимость ошибок прогноза от исходной ситуации и способа восстановления недостающей метеорологической информации. Так, в работе [20] указывается, что ошибка прогноза даже по баротропной модели растет с разной скоростью в зависимости от начальных полей. Существуют такие типы начальных полей, когда предел предсказуемости очень мал, несмотря на обязательную вычислительную устойчивость модели. С этим явлением сталкивались и синоптики. В работе [18] указано, что ошибки численных прогнозов выше, когда в атмосфере реализуется бароклинная неустойчивость, а в работе [7] отмечено, что оправдываемость численных прогнозов падает на границах естественных синоптических периодов.

При наличии систематических ошибок у разных численных прогнозов проблема выбора правильной схемы будущего развития процессов становится очень сложной и методики этого выбора практически не существует. Остановимся вкратце на тех способах, которые применяются в СССР и за рубежом.

В американской метеослужбе корректировка прогнозов на 24 и 36 часов производится с учетом прогнозов на 12 часов [17]. Карты прогнозов на 12 часов сравниваются с фактическими, которые уже доступны в момент составления прогнозов на 24 и 36 часов. Путем сравнения определяются тенденции ошибки прогноза. Затем эта ошибка с поправкой на ее нарастание по времени может быть учтена в прогнозе. Важно отметить, что корректировка производится строго в соответствии с описанием возможных систематических ошибок численных прогнозов.

Иной подход к оценке будущего положения принят в метеорологической службе Новой Зеландии [19]. Там имеется необходимость восполнять недостающую информацию на значительных участках начальных полей. Для контроля и корректировки рассчитывается численный прогноз при трех вариантах восполнения недостающей информации. Затем по картам следующих сроков выбирается тот вариант прогноза, который наилучшим образом соответствует ходу фактической погоды.

В метеослужбе Австралии корректировка производится автоматически на статистической основе [13]. Отклонение начальных полей от климатических норм, точнее, коэффициенты их разложений по естественным ортогональным функциям, используются для статистического прогноза ошибки, которая затем вычитается из прогностических полей. Однако такая процедура, как показал опыт, приводит к улучшению качества численного прогноза только в среднем. Существуют конкретные ситуации, когда корректировка ухудшает прогноз. Причем, начальная информация может указать при каких условиях нужно вводить корректировку [13].

В практике синоптиков нашей страны для принятия решения о будущем синоптическом положении следует руководствоваться предысторией развития процессов и эмпирическими правилами определения характера эволюции полей, известными из синоптической метеорологии, а также численными прогнозами Гидрометеоцентра. В настоящее время на основе опыта выработаны рекомендации по использованию этих прогнозов для оценки будущего положения [1, 5, 8]. Однако эти рекомендации еще не являются законченной методикой.

Синоптик использует численные прогнозы, во-первых, качественно, при оценке синоптического положения и определении начальных точек траекторий, а также типа погоды в них, во-вторых, количественно, определяя значение прогностических вертикальных токов для прогноза стратификации атмосферы, в третьих, качественно, как вспомогательный материал он использует прогноз ряда элементов и явлений погоды.

Поскольку именно прогноз погоды является конечной целью работы синоптика, оценку использования им информации численных прогнозов можно получить, проанализировав зависимость ошибок синоптических прогнозов от качества численных. В работе [15] произведена оценка корреляционных связей между качеством этих прогнозов и на основе полученных низких значений коэффициента корреляции сделан вывод о слабом использовании человеком численных прогнозов. С другой стороны, в работе [14] отмечается очень сильная, даже беспокоящая зависимость качества синоптических прогнозов США от численных прогнозов. В этой связи была предпринята попытка проанализировать, как учет численных прогнозов мог бы повысить успешность прогнозов синоптика. Для этой цели были рассмотрены материалы разбо-

фов неоправдавшихся прогнозов по Ленинградскому и Белорусскому Гидрометеорологическим Центрам за 1978—1983 гг. По выводам, содержащимся в разборах неоправдавшихся прогнозов, были подсчитаны случаи прогнозов, неоправдавшихся вследствие ошибочного численного прогноза или по вине синоптика. Выяснилось, что «вина» за неоправдавшийся прогноз в 55—60% случаев связана с погрешностью численного прогноза, но в остальных случаях связана с погрешностями работы синоптика или нехваткой исходной информации. Причем ошибки синоптика связаны в 25—35% случаев с неверной интерпретацией прогноза барического положения, а в 10% — с ошибками в работе с расчетными методами. Ошибки интерпретации встречались следующего характера:

а) локальный прогноз был дан не по прогнозируемой ситуации;

б) при составлении прогноза синоптик не согласился с численным прогнозом («давила текущая погода»);

в) не учтены местные особенности или ощущался недостаток информации, которая была восполнена неверно.

Дополнительно следует отметить, что в большинстве случаев в процессе разбора выяснялось, что имевшаяся в распоряжении синоптика информация, особенно для прогнозов на 24 часа, позволяла избежать ошибок в прогнозе, при учете всех существующих рекомендаций.

При использовании рассчитанных карт вертикальных токов у синоптика, как правило, нет выбора, и он строит прогностическую кривую стратификации с помощью карты вертикальных токов, которая получена на основе численных прогнозов барического поля, даже если он ввел в прогноз барического положения значительные поправки. Это приводит к ошибкам прогноза явлений, которые принципиально могут быть устранены если бы существовала методика учета коррекции барических полей для поправок вертикальных скоростей.

Отдельно следует остановиться на вопросе автоматизации синоптических расчетов элементов и явлений погоды. В настоящее время разработано несколько концепций автоматизации. Одна из них — использование методов модельной статистики или статистики идеальных прогнозов [17] — нашла широкое применение в практике службы прогнозов США. Другая концепция — синоптико-гидродинамические методы локального прогноза, представленные в нашей стране в работе [10]. Третья концепция — автоматический выбор аналога на основе прогностического барического поля с последующей корректировкой [12].

Концепции модельной статистики и синоптико-гидродинамического подхода направлены к полному устранению синоптика от расчета элементов погоды. Обе эти концепции рассчитаны на то, чтобы предоставить человеку информацию о прогнозе в окончательном виде. От человека требуется только согласиться с прогнозом или корректировать его. Об отрицательных сторонах этого

подхода, которые выявились в оперативной практике метеослужбы США [14], упоминалось выше. Если принять во внимание то, что синоптик может улучшить прогнозы барического поля, то расчеты элементов погоды, произведенные по некорректированным полям, должны быть хуже, чем потенциально возможные. Поэтому желательно предоставить возможность синоптику быстро произвести самостоятельные расчеты элементов погоды на основе исправленных прогнозов барического поля.

В целях проверки этого положения одним из авторов статьи была разработана программа расчета ливневых осадков по методу Е. М. Орловой [10], уточненному в ЛГМЦ на мини-ЭВМ СМ-4, расположенной в непосредственной близости от рабочего места синоптика. Опытная эксплуатация этой программы показала, что синоптики охотно используют ее для ускорения расчетов и, учитывая высокую скорость расчетов, проверяют возможность выпадения осадков, варьируя начальные условия. Это дает дополнительную уверенность в прогнозе, экономит время и гарантирует точность расчета.

Проведенный анализ использования синоптиками результатов численных прогнозов позволяет утверждать, что здесь имеются значительные резервы для повышения, если не точности прогнозов, то, по крайней мере, их надежности. Для того чтобы ответить на вопрос, как реализовать эти резервы, можно пойти двумя путями. Во-первых, можно на основе указанных моментов, когда численный прогноз используется синоптиком (уточнение «начальных точек траектории», уточнение вертикальных скоростей, автоматизация синоптических расчетов), установить количественную оценку «использованности» численных прогнозов, чтобы затем работать над ее повышением. Но возможен и второй путь: рассмотреть всю процедуру оперативного прогноза погоды с позиций теории принятия решений.

С позиции кибернетики процедура прогнозирования представляет собой процесс создания информации с вероятностью $p<1$ (при $p=1$ — прогноз превращается в диагноз). Синоптик представляет собой лицо, принимающее решение (ЛПР). Основные этапы принятия решения таковы: а) обработка информации; б) генерация прогнозных альтернатив; в) выбор оптимального решения; г) реализация этого решения в виде окончательного прогноза; д) оценка результата.

Процедура принятия решения может быть представлена как совокупность элементов [11]:

$$<J, Q, A, D, F>$$

где J — исходная информация, необходимая для данной задачи; Q — критерии, характеризующие требования к желаемому результату; A — альтернативные решения, которые могут быть приняты; D — правила выбора решений, которые могут быть использованы; F — особенности ЛПР.

Рассмотрим процесс создания оперативного прогноза погоды с этой точки зрения. Для этого выделим систему, работой которой мы хотим управлять. Учтем, что в эту систему должна поступать метеорологическая информация извне, а на выходе у нее должен быть получен прогноз погоды в словесной форме, ответственность за который несет синоптик. Таким образом, прогнозирующей системой следует считать синоптика (или бригаду синоптиков) одну или несколько и ЭВМ, которые рассчитывают прогноз барического поля и явлений погоды.

В распоряжении синоптика имеется начальная информация о состоянии и изменениях метеорологических полей (состояние среды), а также результаты численных прогнозов по моделям (изменения системы). Отметим, что синоптик не имеет информации о начальном состоянии системы, т. е. о начальных полях, по которым был рассчитан прогноз, хотя эта информация могла бы помочь ему уяснить возможные дефекты численного прогноза. Синоптик имеет также информацию об относительной ошибке прогноза и необходимые климатологические сведения и тенденции долгопериодных изменений, характерных для данного момента.

После проведения анализа в распоряжении ЛПР имеются следующие прогностические альтернативы: варианты численных прогнозов, возможность дать инерционный прогноз, возможность дать прогноз по аналогии, собственная карта приземного давления, полученная в ходе анализа. К сожалению, возможен и неожиданный ход метеорологических процессов.

По числу прогностических альтернатив синоптик имеет и равное число стратегий, заключающихся в выборе одного из вариантов прогнозов барического поля и оценке на его основе возможного развития погоды, с последующим уточнением этих оценок расчетами.

Формальных правил выбора из множества стратегий в настоящее время у синоптика практически нет. Существующие рекомендации синоптической метеорологии, во-первых, многочисленны и не скомплектованы в виде четких инструкций синоптику, что приводит к частым и многообразным ошибкам в работе с конкретной ситуацией, а, главное, они направлены на создание собственного прогноза, а не на отбор из уже сделанных прогнозов. Важность выбора наилучшей стратегии подчеркивается результатами работ по комплексации прогноза. Так, в работе [2] указывается, что более выгодно использовать лучший из прогнозов, а не комплексировать посредственные. Исследование способов выбора прогноза синоптиком может быть проведено путем моделирования его деятельности.

Основополагающими для процесса принятия решения являются критерии, по которым оценивается его качество. Как подчеркнуто в работе [4], первым этапом определения критериев является установление цели оценивания, т. е. точки зрения, с которой произ-

водится оценка. В исследованиях по оцениванию метеорологических прогнозов используются либо точка зрения потребителя, целью которого является наибольший экономический эффект использования прогноза, либо точка зрения ученого-разработчика конкретного метода численного прогноза, целью которого является создать наилучший, наиболее близкий к действительности метод прогноза.

Обе эти точки зрения позволяют получить критерии качества прогнозов, которые не могут быть использованы при выработке синоптиком решения о ходе будущей погоды. Действительно, экономическая эффективность прогнозов сильно зависит от стратегии использования прогнозов различными потребителями, оценка которых не входит в круг задач синоптика. Точка зрения [4] ученого позволяет выработать несколько типов критериев. Во-первых, точность прогноза, т. е. соответствие прогнозов с фактической погодой. Во-вторых, надежность прогноза, отражающая степень наличия систематической ошибки в прогнозе. Это свойство определяется путем сравнения средних по группе прогнозов и группе совершившихся явлений. Эти критерии синоптик не может использовать, так как фактическая погода на момент прогноза ему не доступна. Он может только полагаться на оценки, полученные в аналогичных случаях, но при этом не учитывается существенная нестационарность метеорологических полей, приводящая к тому, что каждый случай прогноза чем-то отличается от аналога.

Указанное выше приводит к выводу, что точка зрения потребителя или ученого не отражает цель ЛПР в синоптическом прогнозе. Это значит, что следует искать оценку прогноза именно с позиций синоптика или всего коллектива, участвующего в обсуждении окончательного варианта прогноза. В этом случае, мы оказываемся в условиях неопределенности [11], так как синоптик редко бывает уверен, что среди имеющихся у него альтернативных вариантов есть все возможные.

Выработка критериев в условиях неопределенности связана в теории принятия решений с понятием «степень реализации целей, приносящих личное удовлетворение ЛПР» [11]. Это означает, что вопрос о выборе критериев оценки синоптиком наилучшего варианта требует специального изучения.

На основе изложенных выше предварительных исследований вопроса об использовании синоптиком численных прогнозов, можно сформулировать следующие выводы.

1. Дальнейшее развитие методов автоматизации метеорологических прогнозов, сопряженное с большими затратами, создает предпосылки для самоустранения синоптика от процесса создания прогноза.

2. Полное устранение человека от процесса создания прогноза нежелательно, так как важнейшей функцией синоптика является

ответственное обслуживание различных потребителей, в результате чего непрерывно изменяются требования к прогнозу.

3. В настоящее время существуют только частные приемы использования численных прогнозов и ощущается потребность в создании методики синоптического анализа не только исходной метеорологической информации, но и прогностической информации, рассчитанной на ЭВМ.

4. Численным прогнозам в той или иной степени присущи общие систематические ошибки, которые по-разному количественно проявляются в каждой конкретной математической модели и зависят от исходных метеорологических полей. Количественной меры «ценности» данного численного прогноза нет. Это вынуждает синоптика зачастую пренебрегать в сложной ситуации высококачественным численным прогнозом.

5. Анализ разборов неоправдавшихся прогнозов показывает, что примерно третья часть их связана с неверной интерпретацией или неучетом численных прогнозов. Это говорит о существовании значительных резервов повышения качества прогнозов за счет уточнения методики использования человеком численных прогнозов.

6. Около 10% неоправдавшихся прогнозов связано с ошибками в синоптических расчетах опасных явлений погоды. Необходима автоматизация процесса расчета элементов погоды на рабочем месте синоптика с учетом того, что он может вводить варианты начальных данных для выбора наиболее преемлемого. Таким образом, можно получить дополнительный выигрыш в точности прогноза за счет учета мнения синоптика о возможном ухудшении погоды.

7. Назрела необходимость количественно исследовать деятельность синоптика. Удобным аппаратом может быть теория принятия решения. На основе предварительного анализа деятельности синоптика подтверждается необходимость создания методики выбора наилучшего прогноза и выявляется необходимость найти критерии, на основе которых человек принимает решение о прогнозе погоды, исходя из интересов самого ЛПР, т. е. синоптика.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бельская Н. Н., Чуприн С. Ф. Опыт использования численных прогнозов баричесого поля и вертикальных движений в оперативной работе синоптика. Методическое письмо. — М.: Гидрометеоиздат, 1969. — 19 с.
2. Багров Н. А. Объединение нескольких прогнозов. — Метеорология и гидрология, 1982, № 8, с. 5—2.
3. Бугаев В. А. Новое в прогнозировании погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972. — 25 с.
4. Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Вероятностные метеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1983. — 270 с.
5. Методические указания. Анализ причин ошибочных прогнозов и предупреждений об опасных и особо опасных метеорологических явлениях. Под редакцией Н. Н. Вельской. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 26 с.

6. Петросянц М. А. Прогноз погоды: состояние и ближайшие задачи. — Метеорология и гидрология, 1981, № 6, с. 12—31.
7. Прокопьева И. П. К использованию численных прогнозов эволюции и перемещения циклонов. — Труды ЗСРНИИГМИ, 1983, вып. 59, с. 46—50.
8. Сиитковский А. И. Синоптическая интерпретация прогностических карт давления, геопотенциала и вертикальных токов. — Метеорология и гидрология, 1983, № 9, с. 27—32.
9. Угрюмов А. И., Черюова В. Ф., Агеева А. К., Букреева Л. А., Кипне М. Л. Сравнительная оценка региональных схем численного прогноза барического поля на 24 и 36 ч. Информационный сборник. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981, № 10, с. 3—24.
10. Успенский Б. Д., Мерцалов А. Н., Орлова Е. М., Белоусов С. Л., Петриченко И. А., Галахова Г. А. Синоптико-гидродинамическая схема количественного прогноза обложных осадков. — Труды Гидрометцентра СССР, 1976, вып. 157, с. 3—28.
11. Шапиро Д. И. Принятие решений в системах организационного управления: использование расплывчатых категорий. — М.: Энергоатомиздат, 1983. — 185 с.
12. Balzer K. Method and results of interpretation of geopotential forecasts. — WMO [Pap], 1976, N 450, p. 100—106.
13. Bennet A., Leslee L. Statistical correction of the Australian Region Primitive Equation model. — Mon. Wea. Rev., 1981, vol. 109, N 3, p. 453—462.
14. Bosart L. An update on trends in skill of daily forecasts of temperature and precipitation the State University of New York at Albany. — Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1983, vol. 64, N 4, p. 346—354.
15. Druyan L., Trachtingot A. The man — machine mix in weather forecasting — daily compariasons. — Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1983, vol. 64, N 3, p. 258—263.
16. Glahn H. Progress in the automation of public weather forecasts. — Mon. Wea. Rev., 1976, vol. 104, N 12, p. 1505—1512.
17. Klein W. The AFOS Program and future forecast application. — Mon. Wea. Rev, 1976, vol. 104, N 12, p. 1494—1504.
18. Silberberg S., Bosart L. An analysis of systematic cycloner errors in tbe NMC LFM-II model during the 1978—1979 cool seasons. — Mon. Wea. Rev., 1982, vol. 110, N 8, p. 821—823.
19. Trenberth K., Neale A. Human intervention in numerical weather prediction over the date sparse souther ocean. — WMO [Pap.], 1976, N 450, p. 185—192.
20. Yee S., Shapiro R. The interaction of model dynamics and numerical errors in a non divergent global barotropic model. — Mon. Wea. Rev., vol. 109, N 4, p. 687—694.

УДК 551.515.2

Б. Д. ПАНИН, НГО НГОК ТХАК (ЛГМИ)

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ О ТРЕХМЕРНОМ ЧИСЛЕННОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

К настоящему времени выполнено большое количество работ, посвященных вопросам моделирования тропических циклонов. Эти модели можно разделить на осесимметричные [1, 8, 18, 19, 23] и

асимметричные модели [10, 13, 14, 15, 16]. По сравнению с осесимметричными асимметричные модели имеют ряд преимуществ в смысле описания сходимости и расходимости потоков, облачных полос и перемещения тропических циклонов.

Для того чтобы прогнозировать перемещение тропического циклона над большим районом и описывать более детально процессы около глаза тайфуна, в работах [13, 14 и др.] применялись мелкие сетки, смещающиеся по потоку. Такой подход способствует экономии вычислительного времени и оперативной памяти ЭВМ, а также позволяет моделировать процессы развития и перемещения асимметричных тропических циклонов.

В настоящей работе предлагается модель развития и перемещения асимметричного тропического циклона от стадии тропической депрессии до стадии зрелого циклона при учете притоков тепла и влаги. В модели используется схема параметризации кучевых облаков [5], основанная на идеях Аракавы — Шуберта [11]. Моделирование осуществляется на движущейся вложенной сетке.

1. Основные уравнения

Система полных уравнений гидротермодинамики, используемая для моделирования тропических циклонов, записывается в изобарической системе координат с учетом искажений масштаба для меркаторской проекции:

$$\frac{\partial u}{\partial t}+mu\frac{\partial u}{\partial x}+mv\frac{\partial u}{\partial y}+\omega\frac{\partial u}{\partial p}-fv=-m\frac{\partial \Phi}{\partial x}+F_{uh}+F_{up}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+mu\frac{\partial v}{\partial x}+mv\frac{\partial v}{\partial y}+\omega\frac{\partial v}{\partial p}+fu=-m\frac{\partial \Phi}{\partial y}+F_{vh}+F_{vp}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t}+mu\frac{\partial \theta}{\partial x}+mv\frac{\partial \theta}{\partial y}+\omega\frac{\partial \theta}{\partial p}=\frac{1}{C_p\rho}\frac{\overline{\theta}}{T}Q+F_{\theta h}+F_{\theta p}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t}+mu\frac{\partial q}{\partial x}+mv\frac{\partial q}{\partial y}+\omega\frac{\partial q}{\partial p}=\frac{M}{\rho}+F_{qh}+F_{qp}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial P_s}{\partial t}=-m\left(\frac{\partial \widetilde{u}(P_s)\cdot P_s}{\partial x}+\frac{\partial \widetilde{v}(P_s)\cdot P_s}{\partial y}\right), \quad (5)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p}=-\frac{R}{p}\theta_v\left(\frac{p}{p_0}\right)^{R/C_p}, \quad (6)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial p}=-m\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right), \quad (7)$$

$$\theta_v=T(1+0{,}61q)\left(\frac{p_0}{p}\right)^{R/C_p}. \quad (8)$$

Здесь

$$\widetilde{u}(P_s) = \frac{1}{P_s}\int_0^{P_s} u dp, \tag{9}$$

$$\widetilde{v}(P_s) = \frac{1}{P_s}\int_0^{P_s} v dp, \tag{10}$$

u, v — компоненты скорости ветра по осям x и y соответственно; x, y — горизонтальные координаты; p — давление; p_s — давление на подстилающей поверхности; θ — потенциальная температура; T — температура воздуха (К); q — отношение смеси водяного пара; $\overline{\theta}$, $\overline{T}$ — средние величины потенциальной температуры и температуры воздуха соответственно; ρ — плотность воздуха; ω — вертикальная скорость; Q — скорость нагревания, обусловленная фазовыми переходами; M — скорость изменений влажности за счет фазовых переходов; θ_v — виртуальная потенциальная температура; F_{uh}, F_{vh}, $F_{\theta h}$, F_{qh} — горизонтальная диффузия количества движения, тепла и влаги соответственно; F_{up}, F_{qp}, $F_{\theta p}$, F_{qp} — вертикальная диффузия количества движения, тепла и влаги соответственно; R — газовая постоянная; C_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении; f — параметр Кориолиса; m — масштабный множитель для меркаторской проекции ($m = \sec\varphi$, φ — широта места); g — ускорение свободного падения; индекс «о» означает величины на уровне 1000 гПа.

Система уравнений (1)—(8) будет замкнутой, если определены все члены в правых частях уравнений.

2. Параметризация физических процессов

Кучевая конвекция

Выделяемое при конвекции тепло конденсации является одним из главных источников энергии для развития и эволюции тропических циклонов. В настоящее время существует три основных подхода к решению проблемы параметризации кучевой конвекции. Первый связан с идеей согласования полей метеоэлементов, исходя из некоторых энергетических принципов [3, 7, 12]. Второй подход основан на принципе условной неустойчивости второго рода (CISK) [3, 7, 12, 14]. Третий подход связан с описанием ансамбля кучевых облаков [7, 11, 23]. Хотя последний подход еще не нашел широкого применения в моделировании тропических циклонов из-за математической сложности, но, по-видимому, он является наиболее перспективным.

В уравнениях (3) и (4) первые члены правой части, связанные с кучевой конвекцией, описываются следующим образом:

$$Q=\bar{L}(c-e)+\frac{\partial}{\partial p}\ m_c(z)\ (s_c-s), \tag{11}$$

$$M=-(c-e)+\frac{\partial}{\partial p}\ m_c(z)\ (q_c-q), \tag{12}$$

где c — скорость конденсации в конвективном процессе; e — скорость испарения облачных капель; $m_c(z)$ — суммарный вертикальный поток облачной массы на уровне z; s_c — статическая энергия воздуха внутри кучевых облаков; q_c — отношение смеси в облаках; s и q — статическая энергия и отношение смеси окружающей среды соответственно; $\bar{L}$ — скрытая теплота.

Для того, чтобы учитывать эти члены в модели, используется схема параметризации кучевой конвекции [5], основанная на идеях Аракавы и Шуберта [11].

Пусть каждый подансамбль кучевых облаков, т. е. группа облаков одного типа, полностью характеризуется одним параметром вовлечения λ, причем, чем больше размер облаков, тем меньше параметр вовлечения [11]. Этот параметр определяется формулой

$$\lambda=\frac{1}{m_c(\lambda, z)}\ \frac{\partial m_c(\lambda, z)}{\partial z}, \tag{13}$$

где $m_c(\lambda, z)$ — поток массы в подансамбле с характеристикой λ на уровне z.

В изобарической системе координат x, y, p, t формула для λ имеет вид

$$\lambda=-\frac{p}{Hm_c(\lambda, p)}\ \frac{\partial m_c(\lambda, p)}{\partial p}, \tag{14}$$

где $H=\frac{RT}{g}$.

Система уравнений для определения характеристик подансамбля в слое ниже уровня оттока записывается следующим образом:

$$\varepsilon(\lambda, p)+\frac{\partial m_c(\lambda, p)}{\partial p}=0 \tag{15}$$

$$\varepsilon(\lambda, p)s(p)+\frac{\partial m_c(\lambda, p)\ s_c(\lambda, p)}{\partial p}+\bar{L}c(\lambda, p)=0 \tag{16}$$

$$\varepsilon(\lambda, p)q(p)+\frac{\partial m_c(\lambda, p)\ q_c(\lambda, p)}{\partial p}-c(\lambda, p)=0 \tag{17}$$

$$\varepsilon(\lambda, p)h(p)+\frac{\partial m_c(\lambda, p)\, h_c(\lambda, p)}{\partial p}=0 \tag{18}$$

$$\frac{\partial m_c(\lambda, p)\, l_c(\lambda, p)}{\partial p}+c(\lambda, p)-r_c(\lambda, p)=0 \tag{19}$$

$$s_c(\lambda, p)-s(p)=\frac{1}{1+\gamma}\,[h_c(\lambda, p)-h^*(p)] \tag{20}$$

$$r_c(\lambda, p)=f(\lambda,p)l_c(\lambda, p) \tag{21}$$

$$h_c(\lambda, p)=h^*(pT), \tag{22}$$

где $\varepsilon(\lambda, p)$ — скорость притока в облака; $h(p)$, $q(p)$, $s(p)$ — влажная статическая энергия, отношение смеси и статическая энергия окружающей среды соответственно. Индекс c означает величины внутри облаков; звездочка * означает величины при условии насыщения; $r_c(\lambda, p)$ — скорость образования капель в облаках; p_T — давление на верхней границе облака; $f(\lambda, p)$ — эмпирическая функция; $l_c(\lambda, p)$ — водность облака; $\gamma=\frac{L}{c_p}\left(\frac{\partial q^*}{\partial T}\right)_{p=\text{const}}$; $c(\lambda, p)$ — скорость конденсаций в облаках.

Все характеристики подансамбля зависят от параметра λ и давления p. Система уравнений (15)—(22) является замкнутой.

Для определения потока массы в подансамбле $m_c(\lambda, p)$ необходимо проинтегрировать уравнение (14) от уровня верхней границы p_T до уровня p, т. е.

$$m_c(\lambda, p)=m_c(\lambda, p_T)\exp\left(-\lambda\int_{p_\text{т}}^{p}\frac{H}{p}\,dp\right), \tag{23}$$

где $m_c(\lambda, p_\text{т})$ — поток массы в верхнем слое подансамбля. Этот поток определяется следующим образом:

$$m_c(\lambda, p_\text{т})=m_c(p_\text{т})-\sum_{\lambda'<\lambda} m_c(\lambda', p_\text{т}), \tag{24}$$

$$m_c(\lambda, p_\text{т})>0, \tag{25}$$

где $m_c(p_\text{т})=-(1-\alpha)\bar{\omega}(p_\text{т})$, (26)

α — коэффициент пропорциональности, линейно меняющийся от —0,5 до 0 в зависимости от вертикальной скорости на поверхности 500 гПа.

При $\lambda=\lambda_{\min}$ $m_c(\lambda_{\min}, p_\text{т})=m_c(p_\text{т})$. (27)

Здесь предполагается, что высота нижней границы всех подансамблей одинакова и влажная статическая энергия воздуха во всех подансамблях у их оснований равна статической энергии насыщения окружающей среды, т. е.

$$h_c(\lambda, p_\text{в})=h^*_\text{в}, \tag{28}$$

где $p_\text{в}$ — давление на нижней границе облаков.

Из уравнений (14), (15), (18) и (22) после некоторых преобразований можно получить формулы для вычисления параметра вовлечения λ, считая его постоянным по высоте

$$\lambda = \frac{h_{\text{В}}^{*} - h^{*}(p_{\text{т}})\,\eta(\lambda, p_{\text{т}})}{\int\limits_{p_{\text{В}}}^{p_{\text{т}}} Hh\,\eta(\lambda, p)\,d\ln p} \tag{29}$$

и влажной статической энергии воздуха в подансамбле

$$h_c(\lambda, p) = \frac{1}{\eta(\lambda, p)}\left(h_{\text{В}}^{*} - \lambda \int\limits_{p_{\text{В}}}^{p} \frac{H}{p}\,\eta(\lambda, p)\,h\,dp\right), \tag{30}$$

где $\eta(\lambda, p) = \exp\left(-\lambda \int\limits_{p_{\text{В}}}^{p} \frac{H}{p}\,dp\right)$.

Статическую энергию сухого воздуха в подансамбле можно определить с помощью уравнения (20), а отношение смеси — по формуле

$$q_c(\lambda, p) = \frac{1}{L}\left[h_c(\lambda, p) - s_c(\lambda, p)\right]. \tag{31}$$

Используя уравнения (19), (20) и условие

$$l_c(\lambda, p_{\text{В}}) = 0, \tag{32}$$

можно получить формулу для вычисления водности в подансамбле

$$l_c(\lambda, p) = -\frac{1}{\beta(\lambda, p)} \int\limits_{p_{\text{В}}}^{p} \frac{c(\lambda, p)}{m_c(\lambda, p)}\,\beta(\lambda, p)\,dp, \tag{33}$$

где

$$\beta(\lambda, p) = \exp\left[\int\limits_{p_{\text{В}}}^{p} \left(\frac{f(\lambda, p)}{m_c(\lambda, p)} - \frac{\lambda H}{p}\right) dp\right]. \tag{34}$$

В этой схеме параметризации предполагается, что все облачные капли, выбрасываемые из облаков, испаряются, т. е.

$$l(\lambda, p) = \delta(\lambda, p)\,l_c(\lambda, p). \tag{35}$$

Здесь $\delta(\lambda, p)$ — отток массы из подансамбля кучевых облаков:

$$\delta(\lambda, p) = \frac{m_c(\lambda, p_{\text{т}})}{\Delta p_{\text{т}}},$$

Δp_T — толщина слоя оттока массы подансамбля, которая задается.

Таким образом, при наличии данных о характеристиках крупномасштабных процессов с помощью рассматриваемой схемы параметризации можно определить необходимые характеристики всех подансамблей кучевых облаков, входящие в правые части уравнений (3) и (4).

Мелкомасштабная горизонтальная турбулентность

Мелкомасштабная горизонтальная турбулентность параметризуется по нелинейной схеме вязкости Смагоринского (1963). Согласно Смагоринскому нелинейная горизонтальная диффузия может быть описана на основе гипотезы подобия Гейзенберга. Если плотность на изобарической поверхности принять постоянной, то можно записать выражения для силы за счет турбулентного напряжения и изменений температуры за счет горизонтального турбулентного потока тепла:

$$F_{uh}=m^3\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{k_н D_т}{m^2}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{k_н D_s}{m^2}\right)\right], \tag{36}$$

$$F_{vh}=m^3\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{k_н D_s}{m^2}\right)-\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{k_н D_т}{m^2}\right)\right], \tag{37}$$

где

$$D_т=\frac{\partial(mu)}{\partial x}-\frac{\partial(mv)}{\partial y};\quad D_s=\frac{\partial(mv)}{\partial x}+\frac{\partial(mu)}{\partial y};$$

$$k_н=2\,k_0^2\left(\frac{\Delta}{2m}\right)^2|D|.$$

Здесь $|D|$ — полная деформация, определяемая формулой

$$|D|=(D_T^2+D_s^2)^{\frac{1}{2}},$$

где Δ — шаг сетки; κ_0 — безразмерный параметр порядка единицы. Квадрат κ_0 увеличивается от 0,04 до 0,4 линейно по радиусу до 2000 км от центра области и остается равным 0,4 на расстояниях больше 2000 км. Достигаемое при этом изменение коэффициента диффузии предотвращает развитие шума около границ области моделирования (Benwell и Bush By, 1977).

Тенденции температуры и отношения смеси, связанные с горизонтальной диффузией, определяются следующим соотношением:

$$F_{\alpha h}=m\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(k_н\, m\,\frac{\partial\alpha}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(k_н\, m\,\frac{\partial\alpha}{\partial y}\right)\right], \tag{38}$$

где α соответствует T или q.

Взаимодействие атмосферы и океана

Для ощутимого и скрытого тепла справедливы следующие соотношения:

$$F_{\theta p} = c_p c_D |V_s| (T_w - T_s)/\Delta p, \tag{39}$$

$$F_{qp} = L C_D |V_s| (q_w - q_s)/\Delta p, \tag{40}$$

где V_s — скорость ветра на верхней границе приземного слоя; T_w — температура водной поверхности океана; T_s — температура воздуха на поверхности; q_w — насыщающее отношение смеси при температуре T_w, q_s — отношение смеси воздуха на поверхности. Величины $F_{\theta p}$ и F_{qp} вычисляются на верхней границе приземного слоя, которая считается постоянной ~ 75 м. Величины V_s, T_s, q_s вычисляются путем интерполяции, а T_w считается постоянной в процессе (интегрирования); C_D — коэффициент сопротивления. Для простоты он считается постоянным и равняется $3 \cdot 10^{-3}$; C_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении.

Вертикальное перемешивание и поверхностное трение

Вертикальное перемешивание, обусловленное механической турбулентностью, параметризуется следующим образом:

$$F_{up} = -g^2 \frac{\partial}{\partial p} \rho^2 \kappa_M \frac{\partial u}{\partial p}, \tag{41}$$

$$F_{vp} = -g^2 \frac{\partial}{\partial p} \rho^2 \kappa_M \frac{\partial v}{\partial p}, \tag{42}$$

$$F_{\theta p} = -g^2 \frac{\partial}{\partial p} \rho^2 \kappa_v \frac{\partial \theta}{\partial p}, \tag{43}$$

$$F_{qp} = -g^2 \frac{\partial}{\partial p} \rho^2 \kappa_v \frac{\partial q}{\partial p}. \tag{44}$$

Коэффициенты диффузии для момента количества движения и тепла считаются различными, а для тепла и влажности — одинаковыми. Для простоты эти коэффициенты принимаются независящими от высоты.

На верхней границе приземного слоя вертикальное напряжение вычисляется по следующим соотношениям:

$$F_{up} = -C_D \rho |V_s| u_s \frac{g}{\Delta p}, \tag{45}$$

$$F_{vp} = -C_D \rho |V_s| v_s \frac{g}{\Delta p}, \tag{46}$$

где ρ — плотность воздуха; $|V_s|$ — модуль скорости на верхней границе приземного слоя.

Крупномасштабная конденсация

Скрытая теплота выделяется также при крупномасштабной конденсации. Это тепло добавляется к количеству тепла, выделяемому при кучевой конвекции. Скорость нагревания за счет конденсации и сконденсированная влажность Δq получаются из следующих уравнений:

$$C_p \delta T + L \delta q = 0, \tag{47}$$

$$q + \delta q = q_s (T + \delta T,\ p). \tag{48}$$

Введя в рассмотрение относительную влажность $r = q/q_s$, линеаризуя уравнение (48) и заменяя δq и δT на ΔT и Δq, получаем уравнение для определения Δq:

$$\Delta q = q_s (1 - r) + \left(\frac{\partial q_s}{\partial T}\right)_p \Delta T. \tag{49}$$

Уравнение (48) представляется в виде

$$\Delta T = -\frac{L}{C_p} \Delta q. \tag{50}$$

Таким образом, ΔT и Δq могут быть вычислены с помощью уравнений (49) и (50) методом итераций. Итерации следует выполнять до тех пор, пока r не будет близко к единице.

Сухое конвективное приспособление

Если имеет место неравенство $\frac{\partial \theta_v}{\partial p} < 0$, то потенциальная температура между двумя соседними уровнями $(i,\ i+1)$ изменяется так, чтобы удовлетворялось соотношение $\frac{\partial \theta_v}{\partial p} = 0$. При этом в целях упрощения поле влажности не изменяется. Если суммарная потенциальная температура в слое сохраняется в течение процесса сухого конвективного приспособления, то

$$\theta_i = \bar{\theta} - \delta, \tag{51}$$

$$\theta_{i+1} = \bar{\theta} + \delta, \tag{52}$$

где

$$\delta = \frac{0{,}61\, \bar{\theta}\, (q_i - q_{i+1})}{2\,(1 + 0{,}61\, \bar{q})}\ ;\quad \bar{\theta} = (\theta_i + \theta_{i+1})/2;\ \bar{q} = (q_i + q_{i+1})/2.$$

Эта процедура повторяется, начиная с самого нижнего до самого верхнего слоя так, что достигается условие $-\frac{\partial \theta_v}{\partial p} = 0$ на всех уровнях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Захаров В. Е., Сапронов Ю. Т. Многоуровенная осесимметричная модель тропического циклона. — В сб. Тайфун-75. Л., Гидрометеоиздат, 1978, с. 46—59.
2. Зилитинкевич С. С., Монин А. С. Турбулентность в динамических моделях атмосферы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 36 с.
3. Белов П. Н., Мостовой Г. В. Параметризация процесса кучевой конвекции в численных моделях атмосферы. В кн.: Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений. Л., изд. ЛПИ, 1981, вып. 75, с. 11—24. (ЛГМИ).
4. Тросников И. В. Модель общей циркуляции атмосферы Гидрометцентра СССР. Метеорология и гидрология, 1980, вып. 11, с. 16—26.
5. Чан Тан Тьен. Параметризация глубокой конвекции и применение ее в численной модели прогноза для тропической зоны. — Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. физ.-мат. наук. Л., 1982. — 16 с.
6. Фалькович А. И. Термодинамические параметры и конвективная неустойчивость тропической атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1977, № 9, с. 85—95.
7. Хаин А. П., Рубинштейн К. Г. О параметризации глубокой конвекции в численных моделях атмосферы. Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 203, с. 47—73.
8. Хаин А. П. Двенадцатиуровенная осесимметричная численная модель тропического циклона. — Метеорология и гидрология, 1979, № 10, с. 23—27.
9. Шулейкин В. В. Расчет развития, движения и затухания тропических ураганов и главных волн, создаваемых ураганами. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 96 с.
10. Anthes R. A. Development of Asymmetries in a Three-Dimensional Numerical Model of the Tropical Cyclone. Mon. Wea. Rev., 1972, vol. 100, p. 461—476.
11. Arakawa A. and W. H., Schubert. Interaction of a Cumulus Cloud Ensemble with the Large — scale Environment. Part I. J. Atmos. Sci., 1974, vol. 31, p. 674—701.
12. Ceselski B. F. A Comparison of Cumulus Parameterization Techniques. Tellus, 1973, vol. 25, p. 459—478.
13. Jones R. W. A Nested Grid for a Three-Dimensional Model of a Tropical Cyclone. J. Atmos. Sci, 1977, vol. 34, p. 1528—1553.
14. Kitade T. Numerical Experiments of Tropical Cyclones on a Plane with Variable Coriolis Parameter. J. met. Soc. Japan, 1980, vol. 58, p. 471—488.
15. Kurihara Y. and R. E. Tuleya. Structure of Tropical Cyclone Developed in a Three-Dimensional Numerical Simulation Model. J. atmos. Sci., 1974, vol. 31, p. 893—919.
16. Madala R. V. and A. A. Piacsek. Numerical Simulation of Asymmetric Hurricane on a β-plane with Vertical Shear. Tellus, 1975, vol. 27, p. 453—468.
17. Mathur M. B. A. Multiple-grid Primitive Equation Model to Simulate the Development of an Asymmetur Hurricane (Isbell, 1964). J. atmos. Sci., 1974, vol. 31, p. 371—393.
18. Ooyamak. Numerical Simulatin of the Life Cycle of Tropical Cyclones. J. atmos. Sci., 1969, vol. 26, p. 3—40.
19. Peng L. and H. L. Kuo. A Numerical Simulation of the Development of Tropical Cyclones. Tellus, 1975, vol. 27, p. 133—144.
20. Rosenthal S. L. Numerical Simulation of Tropical Cyclone Development with Latent Heat Release by the Resolvable. Scale I: Model Description and Preliminary Results. J. atmos. Sci., 1978, vol. 35, p. 258—271.
21. Smagorinsky J. General Circulation Experiments with the Primitive Equations: I. the Basic Experiment Mon. Wea. Rev., 1963, vol. 91, p. 99—164.
22. Sundqvist H. Numerical Simulation of the Development of Tropical Cyclones with a Ten-Level Model. Part I. Tellus, 1970, vol. 22, p. 359—390.

23. Wada M. Numerical Experiments of the Tropical Cyclone by Use of the Arakawa — Schubert Parameterization. J. Met. Soc. Japan, 1979, vol. 57, p. 505—531.
24. Yamasaki M. Numerical Simulation of Tropical Cyclone Development with the Use of Primitive Equations. J. Met. Soc. Japan, 1968, vol. 46, p. 178—201.
25. Yamasaki M. A. Preliminary Experiment of the Tropical Cyclone without Parameterizing the Effects of Cumulus convection. J. Met. Soc. Japan, 1977, vol. 55, p. 11—31.

УДК 551.509.313 : 551.582.001.57

С. А. СОЛДАТЕНКО (ВИКИ)

ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ РЕЗУЛЬТАТОВ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗА ПОЛЯ ОБЛАЧНОСТИ К МЕТОДАМ ПАРАМЕТРИЗАЦИИ ПОДСЕТОЧНЫХ ФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Одним из основных средств теоретического изучения атмосферных процессов и решения задач прогноза погоды является численное моделирование. Современные гидродинамические модели основаны, как правило, на полных уравнениях гидротермодинамики и достаточно богаты по своему физическому содержанию. Они позволяют воспроизводить многие особенности атмосферной циркуляции, в том числе и процессы, связанные с образованием и эволюцией крупномасштабных полей облачности.

Исследования последних десятилетий позволили установить, что в формировании облаков существенную роль играют вертикальные движения, адвекция, турбулентный обмен и радиация. В то же время облачность активно влияет на термодинамическое поле атмосферы, изменяя количество поглощенной, отраженной и рассеянной солнечной радиации и инфракрасного излучения земли и атмосферы, образуя источники и стоки скрытого тепла при фазовых переходах атмосферной влаги, увеличивая турбулентный обмен.

Механизмы процессов облакообразования тесно связаны с возмущениями малых пространственных масштабов или даже с молекулярными процессами. Вследствие грубого пространственного разрешения моделей и невозможности благодаря этому осуще

ствить детализированное описание ряда физических процессов, очень часто производят описание эффекта ансамбля процессов (без описания детальных физических механизмов) через переменные модели, заданные на сетке, т. е. выполняют параметризацию физических процессов подсеточного масштаба.

В настоящее время предложен целый ряд схем параметризации различных физических процессов [2, 4, 9]. В связи с этим представляет несомненный интерес исследование вопросов о том, насколько чувствительны рассчитываемые в модели характеристики облаков к методам параметризации подсеточных процессов и какие из принятых гипотез или значений исходных параметров наиболее важны для правильного описания динамики облачности.

С этой целью был проведен ряд численных экспериментов с трехмерной региональной гидродинамической моделью атмосферы, основные уравнения которой имеют следующий вид:

$$\vec{V}_t+\vec{V}\cdot\nabla\vec{V}+\omega\vec{V}_p=-f\vec{k}\times\vec{V}-g\nabla h-\frac{1}{2}|\vec{V}|^2\nabla(m^2)-g\vec{\tau}_p+K\nabla^2\vec{V}, \quad (1)$$

$$\omega_p+\nabla\cdot\vec{V}=0, \quad (2)$$

$$\Pi_t+\vec{V}\cdot\nabla\Pi+\omega\Pi_p=\pi\gamma_a(Q_p+LH_p)+\Theta R\varepsilon_л/c_p p+K\nabla^2\Pi, \quad (3)$$

$$S_t+\vec{V}\cdot\nabla S+\omega S_p=g(Q_p^*+H_p^*)+K\nabla^2 S, \quad (4)$$

$$h_p+RT/gp=0, \quad (5)$$

$$h_t^*+\vec{V}\cdot\nabla h^*+\omega h_p^*=\vec{V}\cdot\nabla z_0, \quad (6)$$

где $\vec{V}=(u, v)$ — вектор горизонтальной скорости; t — время; p — давление; ω — вертикальная скорость в изобарической системе координат; f — кориолисов параметр; $\vec{k}$ — единичный вектор вертикальной оси; g — ускорение силы тяжести; h — высота изобарической поверхности; m — масштабный множитель карты; $\vec{\tau}$ — вектор турбулентного напряжения трения; K — коэффициент турбулентности в горизонтальной плоскости; $\Pi=\pi(T+Lq/c_p)$ — эквивалентно-потенциальная температура; $\pi=(1000/p)^{\varkappa}$; $\varkappa=R/c_p$; R — удельная газовая постоянная сухого воздуха; c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; T — температура; L — удельная теплота конденсации водяного пара; q — удельная влажность воздуха; γ_a — сухоадиабатический градиент; Θ — потенциальная температура; $\varepsilon_л$ — лучистый приток тепла к единице объема воздуха; Q, H — вертикальные турбулентные потоки тепла и водяного пара; S — удельное влагосодержание воздуха (в облаке $S=q_m+\delta$, где q_m — насыщенное значение удельной влажности, δ — удельная водность облака; вне облаков $S=q$); Q^* — поток облачных элементов (капель воды и кристаллов льда) под

влиянием гравитационного оседания; H^* — вертикальный турбулентный поток удельного влагосодержания; h^* — высота поверхности 1000 гПа; z_0 — высота поверхности земли над уровнем моря; $\nabla \equiv m[\vec{i}(d/dx)+\vec{j}(d/dy)]$; $\vec{i}$, $\vec{j}$ — единичные векторы осей x и y; $\nabla^2 = m^2(d^2/dx^2+d^2/dy^2)$; $\nabla \cdot \vec{V} = m^2[(u/m)_x + (v/m)_y]$.

Модель является телескопической. Внешняя сетка имеет 51×43 узла с шагом 150 км на широте 60° и охватывает первый синоптический район (Европу с прилегающей частью акватории морей и океанов). Вложенная область размером 31×25 с шагом 50 км на широте 60° включает в себя ЕТС. Количество уровней по вертикали для внешней сетки равно шести (1000, 850, 700, 500, 300 и 200 гПа), а для внутреннего региона — одиннадцати (добавляются поверхности 950, 900, 800, 600 и 400 гПа).

На нижней границе области ($p=1000$ гПа) принимается условие обтекания земной поверхности потоком воздуха. В соответствии с этим было получено уравнение для прогноза поверхности 1000 гПа. На верхней границе модельной атмосферы ($p=150$ гПа) аналог вертикальной скорости ω полагается равным нулю.

На боковых границах внешней области считается, что в течение всего срока прогноза справедливы следующие соотношения:

$$\Pi_t = S_t = h_t^* = V^n = V_n^\tau = 0. \qquad (7)$$

Здесь V^n и V^τ — нормальная и тангенциальная составляющие скорости движения по отношению к боковым границам.

При постановке боковых граничных условий для вложенной области принимается одностороннее взаимодействие между телескопизируемыми областями [6]. Для ликвидации паразитарных возмущений, генерируемых границей внутреннего региона, используется процедура демпфирования поглощением, основанная на методе взвешенных тенденций (производных по времени) в граничной зоне [8].

Дискретизация прогностических уравнений в горизонтальной плоскости осуществлялась на шахматной сетке (C сетка Аракавы [3]).

Численное решение системы уравнений (1)—(6) выполняется с помощью экономичной явной схемы, основанной на методе расщепления [7].

В настоящее время наиболее распространенным методом изучения чувствительности моделей является метод прямого моделирования, основная идея которого состоит в нахождении вектора состояния системы при возмущенном и невозмущенном значениях вектора параметров. В результате получаются два значения вектора состояния, с помощью которых можно найти его вариацию. Для проведения численных экспериментов этот метод является наиболее простым и универсальным. Несмотря на недостатки, присущие методу прямого моделирования [5], он был

использован нами при изучении чувствительности результатов численного моделирования и прогноза облачности к методам параметризации подсеточных процессов.

С целью определения влияния различий в схемах параметризации вертикального турбулентного обмена на прогноз поля облачности был проведен ряд численных экспериментов. В первом эксперименте использована схема параметризации, детально описанная в [2], во втором — предполагалось, что вертикальный турбулентный обмен отсутствует, а в третьем — считалось, что коэффициент турбулентности является постоянной величиной ($k = 10$ м^2/с).

Оправдываемость суточных прогнозов облачности по вложенной области

Поверхность, гПа	Номер эксперимента	Характеристика оправдываемости						
		u_{11}	u_{22}	u	ρ_0	H	Q	ε_0
850	1	78,8	78,6	78,8	63,1	64,6	63,9	51,9
	2	71,5	71,2	71,4	59,9	60,7	60,5	50,1
	3	72,8	73,1	72,9	60,9	61,5	60,9	50,8
700	1	80,7	81,6	81,3	65,3	65,1	65,7	52,4
	2	76,4	76,7	76,5	62,4	64,0	63,6	51,2
	3	78,6	78,7	78,6	63,0	64,2	63,7	51,6
500	1	82,5	83,0	82,9	66,2	66,9	68,0	54,7
	2	81,2	82,1	81,6	65,8	66,2	66,3	54,0
	3	81,7	82,4	82,0	66,0	66,5	66,6	54,5

Примечание. u_{11} — оправдываемость прогноза «ясно»; u_{22} — оправдываемость прогноза «облачно»; u — полная оправдываемость прогноза; ρ_0 — так называемый качественный коэффициент корреляции; H — критерий надежности метода по Н. А. Багрову; Q — критерий оправдываемости альтернативных прогнозов по А. М. Обухову; ε_0 — относительное количество прогностической информации.

Количественные данные об оправдываемости, осредненные по десяти суточным прогнозам облачности для уровней 850, 700, 500 гПа, составленным по исходным данным за декабрь 1977 г., представлены в таблице. Методика оценки прогнозов изложена в [1]. Для удобства все величины, представленные в таблице, умножены на 100. Как следует из этой таблицы, неучет вертикального турбулентного обмена приводит к значительным ошибкам при прогнозе поля облачности, причем наибольшие погрешности имеют место в планетарном пограничном слое атмосферы. Так, например, общая оправдываемость прогноза на уровне 850 гПа

уменьшается в среднем на 7,4%, тогда как на поверхности 500 гПа — всего на 1,3%. Принятие гипотезы постоянства коэффициента вертикального турбулентного обмена несколько улучшает качество прогноза облачности, однако в нижней тропосфере ошибки все же остаются значительными.

Следующая серия численных экспериментов была посвящена исследованию влияния радиационных факторов на успешность прогноза поля облачности. Для этого в первой серии расчетов влияние радиационных притоков тепла учитывалось по схеме, описанной в [2], а в другой серии — радиационные эффекты не принимались во внимание. Согласно проведенным экспериментам, использование данной схемы параметризации лучистых притоков тепла позволяет незначительно улучшить прогноз облачности в средней тропосфере (оправдываемость прогнозов увеличивается на поверхностях 700 и 500 гПа в среднем на 0,7%), тогда как в нижней и верхней тропосфере влияние радиационных факторов выражено слабо. В некоторой степени это может быть объяснено и тем, что данная схема параметризации радиационных притоков тепла не является слишком детальной.

В отношении влияния схемы параметризации конвекции и горизонтального турбулентного обмена следует отметить, что непосредственно на качество прогноза поля облачности эти факторы оказывают несущественное влияние, однако они способствуют повышению вычислительной устойчивости модели.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лушев Ю. Г., Матвеев Л. Т. Динамическая модель прогноза слоистообразной облачности. — Изв. АН СССР. ФАО, 1966, т. 2, № 1, с. 3—13.
2. Лушев Ю. Г., Солдатенко С. А. Параметризация подсеточных процессов в региональной численной схеме прогноза полей температуры, влажности, слоистообразной облачности и осадков. — В кн.: Параметризация некоторых видов непреднамеренного и направленного воздействий на атмосферу, изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 25—36. (ЛГМИ).
3. Мезингер Ф., Аракава А. Численные методы, используемые в атмосферных моделях. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 136 с.
4. Миякода К. Численный прогноз и влияние процессов подсеточных масштабов. — В кн.: Теоретические основы прогноза на средние сроки. Л., Гидрометеоиздат, 1979, с. 3—79.
5. Пененко В. В. Методы численного моделирования атмосферных процессов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981, с. 247—282.
6. Сандстрем А., Элвиус Т. Вычислительные проблемы моделирования в ограниченной области. — В кн.: Численные методы, используемые в атмосферных моделях. Л., Гидрометеоиздат, 1982, с. 274—301.
7. Gadd A. J. A split explicit integration scheme for numerical weather prediction. — Quart. J. Roy. Met. Soc., 1978, vol. 104, p. 569—582.
8. Perkey D. J., Kreitzberg C. W. A time — dependent lateral boundary scheme for limited — area primitive equation models. — Mon. Wea. Rev., 1976, vol. 105, p. 744—755.
9. Pielke R. A. Mesoscale numerical modeling. — Adv. Geophys., 1981, vol. 23, p. 185—344.

УДК 551.509.314+654.71.052

В. А. РЕМЕНСОН (ВИКИ)

ВЫБОР И ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВА ПРИЗНАКОВ ПРИ КЛАССИФИКАЦИИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

К настоящему времени методы теории распознавания образов все шире начинают применяться для решения задач прикладного климатического районирования, прогноза опасных явлений погоды, дешифрирования снимков, построения моделей атмосферы и в других целях. Однако несбалансированное развитие общей теории и практики распознавания образов отрицательно сказывается при решении прикладных задач геофизики.

Любой исследователь, сталкивающийся с данной проблемой, испытывает затруднения при выборе математического метода и алгоритма распознавания образов, выделении признаков классифицируемых объектов по данным наблюдений, проведении классификации и оценке ее качества. Объясняется это тем, что прикладное распознавание до сих пор в значительной степени базируется на эвристической основе, несмотря на наличие основательной теоретической базы. Некоторые общие вопросы применения теории распознавания образов на разных этапах построения алгоритмов классификации метеорологических объектов рассмотрены нами в работах [1, 2]. Здесь же остановимся на ключевой проблеме теории распознавания образов, связанной с выбором переменных, которые характеризуют объекты разделения.

Результаты измерений свойств объекта или наблюдений за этими свойствами представляются в виде вектора наблюдений

$$Y_{<n>} = <y_1, y_2, \ldots, y_n>', \qquad (1)$$

где каждый элемент y_i может принимать как количественные, так и качественные значения.

В теории распознавания под объектами понимают все, чему можно приписать вектор дискринторов (1), включая процессы и действия.

Анализ методов классификации показывает, что решающее влияние на качество классификации оказывает количество и качество используемых признаков распознавания. Вероятность ошибки распознавания зависит как от информативности признаков, так и от отношения числа признаков к объему обучающей последовательности. При этом чем меньше данное отношение, тем лучше качество обучения классификатора. Естественно, что уве-

личение числа используемых признаков должно сопровождаться значительным увеличением объема обучающей последовательности, который практически во всех задачах метеорологии ограничен.

В табл. 1 приводится зависимость объема выборки от числа признаков и типа классификатора для нормальных распределений (по данным работы [5]).

Таблица 1

Зависимость объема выборки от числа признаков n и типа классификатора

Тип классификатора	Число признаков				
	3	5	8	12	20
Евклидово расстояние	5	7	10	13	19
Для независимых признаков	10	12	16	20	30
Линейная дискретная функция	20	26	43	53	106
Кусочно-линейная	40	49	70	96	237
Квадратичная дискриминантная функция	35	55	90	135	240
Непараметрический	125	275	670	990	1580

Анализ табл. 1 показывает, что при любом виде классификатора сокращение исходной системы признаков до некоторой подсистемы, при которой можно получить надежное распознавание при малой выборке, является одной из важнейших задач распознавания.

При фиксированном объеме обучающей последовательности вводится ограничение на число признаков объектов. В ряде случаев удается выполнить это ограничение, так как в векторе $Y_{<n>}$ не все объекты обладают одинаковой информативностью, и ставится задача выделить из данного вектора описания объекта $Y_{<n>}$ m-мерного вектора $X_{<m>}$, включающего наиболее информативные признаки:

$$X_{<m>} = <x_1, x_2, \ldots, x_m>'. \qquad (2)$$

Таким образом, векторы наблюдений $Y_{<n>}$ должны быть отображены в векторы-признаки $X_{<m>}$ посредством соответствующих преобразований или сокращения числа признаков.

Существуют два возможных подхода при решении подобной задачи. Первый из них связан с отбором наиболее информативных признаков x из совокупности первичных признаков y. Второй — с построением новых, наиболее информативных в смысле

разделимости классов объектов признаков, не подлежащих непосредственному измерению.

Методы, реализующие первое направление, позволяют лишь сократить размерность признакового пространства (П — пространства) и предполагают, что не все исходные признаки важны для целей распознавания. Исключение каких-либо признаков аналогично их взвешиванию, при котором каждому из исключенных признаков присваивается вес, равный 0, а остающимся — 1.

Методы, реализующие второе направление, используют «почти» всю информацию, содержащуюся в векторе наблюдений $Y_{<n>}$, посредством отображения пространства исходного описания объектов в новое признаковое пространство меньшей размерности, в котором достигается лучшая разделимость классов. Часто прибегают к комбинации методов обоих направлений.

При проведении процедуры уменьшения размерности признакового пространства нельзя забывать, что любое преобразование на конечном множестве объектов должно быть справедливо и для бесконечных последовательностей еще не классифицируемых объектов без использования итеративных процедур. В противном случае, ценность такого преобразования весьма ограничена.

Если с помощью небольшого числа признаков удается точно описать объекты, то говорят об эффективности таких признаков. Выбор признаков, следовательно, представляет собой процесс преобразования исходных измерений в более эффективные признаки.

Если это преобразование линейное, то функция, связывающая признаки с исходными переменными, хорошо определена, и задача сводится к нахождению коэффициентов линейной функции, максимизирующих или минимизирующих некоторый критерий. При заданном критерии эффективности признаков его экстремум определяется с использованием методов линейной алгебры или методов оптимизации. Однако в целом ряде задач прибегают и к нелинейным преобразованиям исходных измерений, чего следует пока избегать вследствие недостаточной исследованности данной проблемы.

Вопросы линейного и нелинейного преобразования признаковых пространств достаточно подробно рассмотрены в монографии [4], поэтому останавливаться на них не будем. Там же приведены и различные критерии оценки выбора наиболее эффективных признаков.

С теоретической точки зрения оптимальным считается такой набор признаков, который обеспечивает наименьшую вероятность ошибки классификации, но за исключением очень небольшого числа частных случаев, для критерия вероятности ошибки не существует явного математического выражения. В связи с этим в качестве критериев оптимальности рассматриваются различные функционалы. В метеорологии часто используется критерий минимизации среднеквадратической ошибки аппроксимации описа-

ния, на основе которого получено преобразование Карунена — Лоэва. Применение дискриминантных критериев привело к различным модификациям разложения Карунена — Лоэва [4]. Показано, что выбранные таким образом признаки в случае гауссовских распределений классов с одинаковыми корреляционными матрицами оптимальны и с точки зрения минимизации вероятности ошибки.

Отличительной особенностью признаков, получаемых в результате преобразования исходного пространства описаний является сложность их физической интерпретации. Гораздо проще обстоит дело с сокращением признакового пространства путем исключения мало информативных признаков.

Алгоритмы выбора информативной системы признаков и рекомендации по их использованию приведены в работах [5, 6].

Реализацию первого направления, связанного с сокращением числа признаков можно осуществлять полным перебором всех подсистем из m признаков, определяя для каждой подсистемы ее «ценность». Такой подход практически исключает возможность решения задачи уже при n, равном 10, из-за огромной вычислительной работы. Применение алгоритмов направленного перебора позволяет увеличить число признаков до 20...25. Однако для многих задач метеорологии число признаков, образующих исходные описания объектов, превышает и эту величину. В этом отношении могут оказаться полезными сами саксономические методы, но используемые не для классификации объектов, а для выбора наиболее информативных признаков этих объектов или репрезентов групп.

На одном из примеров покажем как можно уменьшить размерность пространства описания объектов классификации либо посредством сокращения числа признаков, либо путем преобразования признакового пространства.

В качестве такого примера рассмотрим задачу классификации вертикальных профилей температуры воздуха по степени их сходства. Для этого воспользуемся данными 10-летнего ряда аэрологических наблюдений за три зимних месяца на ст. Лас — Вегас. Всего выборка насчитывала около 700 объектов, однако для отдельных изобарических поверхностей, особенно на стратосферных уровнях, число наблюдений не превышало 150...180. Значения температуры имелись для следующих 15 уровней: поверхность Земли, изобарические поверхности 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 гПа. Задача классификации решается одним из непараметрических методов. Из табл. 1 следует, что при $n=15$ для этого метода требуется не менее 1200 объектов, в то время как наша выборка насчитывает 700 объектов. Для получения надежных результатов классификации в соответствии с этой таблицей вектор описания $Y_{<n>}$ должен быть одним из способов отображен в вектор признаков $X_{<m>}$, включающий не более 8 элементов ($Y_{<n>} \to X_{<m>}$).

Для понижения признакового пространства воспользуемся одним из методов сокращения числа признаков и двумя методами преобразования признаков.

Для сокращения числа признаков используем алгоритм последовательной кластеризации, который обычно применяется для целей классификации объектов [1, 2] и применим его к выделению отдельных однородных групп сходных элементов из совокупности, насчитывающей 15 объектов. Так как приходится работать с сезонными выборками для исключения нестационарности в качестве признаков будем рассматривать не сами значения температуры, а их отклонения от средних месячных профилей для данной станции зондирования. В результате классификации признаков для всех объектов удалось получить 9 групп со сходными признаками в каждой группе. Первую группу образовали отклонения температуры от средних профилей для уровней 850, 700 и 500 гПа, вторую группу — для уровней 400 и 300 гПа, третью — для 150 и 100 гПа, четвертую — для 70 и 50 гПа, пятую — для 30 и 20 гПа. Еще четыре группы образуют обособленные элементы: для поверхности Земли и изобарических поверхностей 250, 200, 10 гПа. Анализ результатов разбиения подтверждает «качественную» однородность элементов по каждой группе. Аналогичная картина наблюдалась для 87% случаев зондирования. Применение алгоритма кластерного анализа для разбиения множества признаков на группы привело к получению подмножеств признаков со следующими свойствами: 1) сильная корреляция признаков внутри каждой группы, 2) некоррелированность либо слабая корреляция между признаками, входящими в разные группы. Таким образом «почти» удалось выполнить необходимые требования по сжатию признакового пространства.

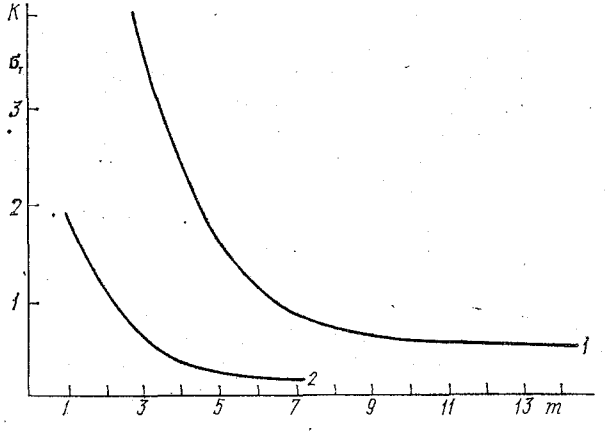
Следующим этапом работы, предшествующим классификации профилей, является этап получения количественного значения признаков (отклонений температуры) для групп, содержащих более одного элемента. Это достигается посредством осреднения отклонений температур по каждой группе.

В качестве методов преобразования признакового пространства использовались разложения вертикальных профилей температуры по ортогональным полиномам Чебышева и по естественным ортогональным составляющим для этой же станции. На рисунке представлены графики зависимости средних квадратических ошибок аппроксимации вертикальных профилей температуры σ_T от числа членов разложения m.

Расчеты для построения этих графиков выполнены А. Н. Аникиным и А. И. Алтуховым. Анализ этих рисунков показывает, что при $\sigma_T=1$ требуется 7 коэффициентов разложения по полиномам Чебышева и 3 члена ряда Карунена — Лоэва.

Следовательно, отображения векторов измерений температуры воздуха $Y_{<15>}$ в коэффициенты разложения по полиномам Чебышева $X_{<7>}$ и собственные векторы при разложении по естествен-

ным ортогональным составляющим $X_{<3>}$ позволяют уменьшить размерность исходного описания объекта в 2 и 5 раз, соответственно, без существенной потери информации, так как ошибки восстановления профилей лежат в пределах погрешностей измерений температуры радиозондом. Понижение размерности признакового пространства посредством исключения сильно коррелируемых признаков оказалось менее эффективной процедурой, так как отображение описания объектов в вектор признаков для классификации профилей ($Y_{<15>} \rightarrow X_{<9>}$) имеет более высокую размерность по сравнению с другими рассмотренными методами. Промежуточное положение между разложениями по е. о. с. и по ортогональным полиномам Чебышева занимает факторный анализ как метод уменьшения числа признаков [6]. В заключение необходимо подчеркнуть, что при использовании различных по природе количественных признаков приходится осуществлять их предварительное преобразование, которое заключается в центрировании и нормировке признаков. Эта процедура предусмотрена во всех стандартных подпрограммах классификации. Но к ней надо прибегать осторожно, так как при этом происходит сглаживание признаков, что ухудшает качество классификации.



Зависимость средней квадратической ошибки аппроксимации (σ_T) от числа членов разложения вертикальных профилей температуры воздуха по ортогональным полиномам Чебышева (кривая *1*) и по естественным ортогональным составляющим (кривая *2*)

ЛИТЕРАТУРА

1. Лаухин С. В., Ременсон В. А., Шустер Л. Г. Использование метода последовательной кластеризации для классификации метеорологических объектов. — М.: ВНИИ ГМИ — МЦД, серия «Метеорология и климатология», 1981, вып. 9 (117), с. 170—178.

2. Ременсон В. А. К вопросу о классификации метеорологических объектов. Л., изд. ЛПИ, 1983, вып. 82, с. 78—85. (ЛГМИ).
3. Ту Дж., Гонсалес Р. Теория распознавания образов. — М.: Мир, 1979. — 411 с.
4. Фукунага К. Введение в статистическую теорию распознавания образов. — М.: Наука, 1979. — 368 с.
5. Лбов Г. С. Методы обработки разнотипных экспериментальных данных. — Новосибирск.: Наука, 1981. — 160 с.
6. Плюта В. Сравнительный многомерный анализ в экономических исследованиях. — М.: Статистика, 1980. — 152 с.

УДК 551.509.322

Л. А. ХАНДОЖКО, А. С. БАЛУЕВА, Г. И. БЕЛИКОВА (ЛГМИ)

ДИСКРИМИНАНТНО-РЕГРЕССИОННАЯ МОДЕЛЬ ПРОГНОЗА СКОРОСТИ ВЕТРА НАД СЕВЕРО-ЗАПАДОМ ЕТС

В оперативной синоптической практике особое место занимает прогноз опасных (ОЯ) и особо опасных (ООЯ) скоростей ветра. Такой ветер, охватывающий обширные территории, наносит ощутимый ущерб многим отраслям народного хозяйства.

Несмотря на многочисленные исследования, проводимые в этой области прогнозирования [1, 2, 3, 4, 6], направленные, в конечном счете, на дальнейшее совершенствование метеорологического обеспечения народного хозяйства, еще сохраняется необходимость уточнения в отдельных регионах методов прогнозирования.

Это, прежде всего, связано с возросшими требованиями к прогнозам погоды вследствие, с одной стороны, растущих с годами потерь по метеорологическим причинам, с другой, многоплановым характером использования прогнозов скорости ветра различными потребителями. Проблема достаточно точного прогноза сильного ветра на сутки, а тем более на двое-трое суток, остается еще далеко не решенной. Прогностическое поле давления у поверхности земли по ряду известных причин не является исчерпывающим оперативным материалом для заключения о развитии штормового ветра. Учет для этих целей некоторых предопределяющих признаков по исходным синоптическим условиям также не всегда оказывается успешным. Все это говорит о необходимости региональных исследований природы формирования опасных и особо опасных скоростей ветра и выбора информативных предикторов, отражающих основное содержание механизма развития явления.

В качестве района исследования выбран северо-запад европейской территории Союза (ЕТС). Мотивировкой такого выбора являются два момента. Во-первых, это один из сложных в синоптическом отношении районов, где большая частота прохождения циклонов и особенности их поведения — причины ошибок и просчетов в прогнозировании ветра. Во-вторых, в северо-западном экономическом районе сосредоточены крупные авиационные, морские, железнодорожные и автомобильные линии, сельскохозяйственные и промышленные комплексы, энергетические объекты и т. п.

В предложенном исследовании рассматривается построение дискриминантно-регрессионной модели прогноза ветра. Предусматривается разработка методики прогноза скорости ветра, доступной использованию в оперативной синоптической практике.

Выбор информативных предикторов базируется на самой природе формирования штормового ветра. На этом основании устанавливается ряд возможных предикторов, таких как:

1) барический градиент у поверхности земли $\frac{\Delta p_0}{\Delta n}\left(\frac{\text{гПа}}{100\,\text{км}}\right)$;

2) скорость ветра на изобарической поверхности 850 гПа (т. е. в среднем на верхней границе пограничного слоя);

3) адвективные изменения температуры на высоте $H=H_{850}$ и в слое $H=H_{1000}^{500}$;

4) разность температуры в слое земля — H_{850}, т. е. $\Delta T=T_3-T_{850}$ (в части выборки).

Барический градиент рассчитывался в конечных разностях по кольцевым картам погоды в виде $\frac{\Delta p_0}{\Delta n}=\sqrt{\left(\frac{\Delta p_0}{\Delta x}\right)^2+\left(\frac{\Delta p_0}{\Delta y}\right)^2}$.

Изобарическая адвекция температуры на уровне H_{850} при $\Delta n=500$ км и $\varphi=60°$ рассчитывалась в град/12 ч по формуле

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{a(850)}=0{,}132\ (H_2-H_4)\ (T_1-T_3), \qquad (1)$$

где H_2 и H_4 — значения геопотенциальных высот вдоль оси y в точках *2* и *4* (см. рисунок), T_1 и T_3 — значения температуры вдоль оси x в точках *1* и *3*.

Адвективные изменения температуры в слое H_{1000}^{500} с учетом $T=\frac{H_{1000}^{500}}{2}$ находились по формуле

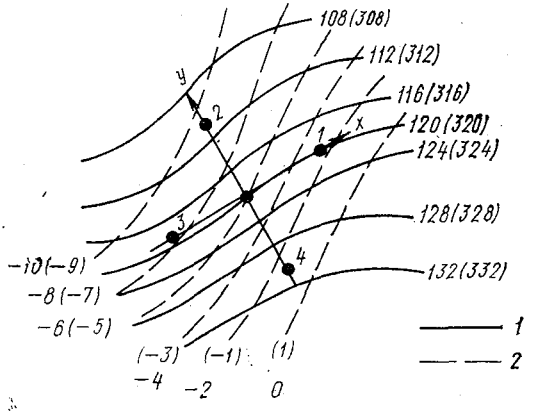
$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{a(H_{1000}^{500})}=\frac{9{,}8}{2l}\,\frac{\Delta H}{\Delta y}\,\frac{\Delta H_{1000}^{500}}{\Delta x}, \qquad (2)$$

где $\frac{\Delta H}{\Delta y}$ — изменение геопотенциальной высоты вдоль оси y на карте AT_{700} по значениям H_{700} в точках *2* и *4* (см. рисунок); $\frac{\Delta H_{1000}^{500}}{\Delta x}$ —

изменение относительных геопотенциальных высот вдоль оси x на карте OT^{500}_{1000} по значениям H^{500}_{1000} в точках *1* и *3*.

Выберем следующие единицы измерения: $g=9{,}8$ м/с, H_{700} в гп. дам (10 гп. м), $l=2\omega\sin\varphi$, $\omega=7{,}29\cdot10^{-5}$с$^{-1}$, $\varphi=60°$, $\Delta x=\Delta y=5\cdot10^5$ м ($r=2{,}5\cdot10^5$ м), $t=12\cdot3600$ с, формулу (2) запишем в виде

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{a\,(H^{500}_{1000})}=0{,}067\ [(H_{700})_2-(H_{700})_4]\ [(H^{500}_{1000})_1-(H^{500}_{1000})_3]. \qquad (3)$$



Палетка для расчета адвективных изменений температуры:
1 — изогипсы на карте AT_{850} или AT_{700};
2 — изотермы на карте AT_{850} или OT^{500}_{1000}

При расчетах по формулам (1) и (3) ось y направляется по нормали к изогипсам H_{850} и H_{700} в сторону низких значений геопотенциальных высот.

Дискриминантный параметрический анализ предполагает, что распределение физических условий известно, причем параметры распределения могут быть заранее и не известны.

Состояние поля ветра определяется выбранными признаками (предикторами) $x_1, x_2, \ldots, x_n$ и в статистическом смысле может быть записано в виде n-мерного вектора $X=\{x_1, x_2, \ldots, x_n\}$.

В соответствии с [5] делается допущение, что предикторы x имеют нормальное распределение, а значит и сам вектор X имеет многомерное нормальное распределение. Это позволяет использовать n-мерную плотность нормального распределения в виде

$$f(X)=\frac{1}{(2\pi)^{n/2}\,|V|^{1/2}}\cdot e^{-\frac{1}{2}(X-M)'\,V^{-1}\,(X-M)}. \qquad (4)$$

Здесь M — математическое ожидание случайного вектора X, а V — его ковариационная матрица, знак штрих (′) обозначает транспонирование соответствующей матрицы.

Теоретические значения M и V в последующем заменяются выборочными. Вектор X имеет множество реализаций, которые можно представить в упорядоченной последовательности

$$X=(X_{(1)}, \ldots, X_{(n)}, \ldots, X(N)). \tag{5}$$

Многомерный вектор X разбивается на две совокупности объемами $N(A)$ и $N(\bar{A})$, где A — наличие скорости ветра 15 м/с и более; $\bar{A}$ — отсутствие этого условия.

Выборочные значения математических ожиданий $M(A)$ и $M(\bar{A})$ и ковариационных матриц $V(A)$ и $V(\bar{A})$ находятся по соответствующим формулам.

Возможны два варианта представления дискриминантной функции [5].

1. Если $V(A)=V(\bar{A})$, то в этом случае дискриминантная функция становится линейной.

$$u(X)=\sum_{i=1}^{n} f_i x_i+g. \tag{6}$$

Здесь f_i и g — коэффициенты, определяемые в процессе вычисления функции, x_i — выбранные предикторы: $x_1=\frac{\Delta p_0}{\Delta n}$, $x_2=V_{850}$, $x_3=\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{a\,(350)}$ и $x_4=\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{a\,(H_{1000}^{500})}$.

2. Если $V(A)\neq V(\bar{A})$, то дискриминантная функция будет квадратичной и может быть записана в виде

$$w(X)=\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} a_{ij}x_i x_j+\sum_{i=1}^{n} b_i x_i+k, \tag{7}$$

где a_{ij} и b_i — коэффициенты, определяемые соответствующим образом.

Выбор $u(X)$ или $w(X)$ связан с необходимостью проверки гипотезы о равенстве $V(A)$ и $V(\bar{A})$. Проверка осуществляется с помощью статистики Бокса [8] BC^{-1}, значения которой представляют собой следующее:

$$B=N\ln|\hat{V}|-N(A)\ln|\hat{V}(A)|-N(\bar{A})\ln|\hat{V}(\bar{A})|,$$

а

$$C^{-1}=1-\frac{2^2n+3n-1}{6(n+1)}\left[\frac{1}{N(A)-1}+\frac{1}{N(\bar{A})-1}-\frac{1}{N-2}\right].$$

Выполняется сравнение со статистикой Пирсона χ^2. Если $BC^{-1} > \chi^2_{c_n^2}$ с уровнем значимости $\alpha = 0{,}01$, то гипотеза о равенстве отвергается. В нашем случае при $n=4$ число степеней свободы $\chi^2_{c_n^2} = 6$.

Кроме решения вопроса о равенстве ковариационных матриц, устанавливается независимость предикторов. Для этого можно воспользоваться критерием Бартлета [7]:

$$\beta = -\left(N - 1 - \frac{2n+5}{6}\right) \ln |\hat{R}|,$$

где $|\hat{R}|$ — корреляционная матрица.

Сравнение β со статистикой χ^2 при c_n^2 степеней свободы показывает, что если $\beta > \chi^2_{c_n^2}(\alpha)$, то с уровнем значимости $\alpha = 0{,}01$ гипотеза о независимости признаков отвергается.

Указания для выбора вида дискриминантной функции приведены в табл. 1. В виду сокращения текста изложения мы не приводим здесь полные и упрощенные дискриминантные функции, отсылая читателя к работе [5].

Дискриминантная функция, необходимая для разработки методики альтернативного прогноза, рассчитывалась для трех районов: прибрежной зоны Балтийского моря (Таллин, Лиепая, Калининград); восточной части Финского залива (Ленинград) и Ладожского озера (о. Сухо-Маяк). Данные о скорости ветра брались по материалам наблюдений соответствующих опорных станций.

Расчеты выполнялись по стандартным программам на ЭВМ М-222 и ЕС-1022.

Корреляционные матрицы $r(A)$ и $r(\bar{A})$ и среднеквадратические отклонения $\sigma(A)$ и $\sigma(\bar{A})$, характеризующие соответственно природную взаимосвязь и изменчивость признаков для прибрежной зоны Балтийского моря, получены на основании выборки, содержащей $N=120$ и соответственно $N(A)=24$ и $N(\bar{A})=96$.

Проверка первой гипотезы показала допустимость равенства $V(A)$ и $V(\bar{A})$, что указывало на возможность использования линейной дискриминантной функции. Проверка второй гипотезы приводит к выводу, что предикторы зависимы. В итоге расчеты выполнялись по полной формуле (см. табл. 1) и дискриминантная функция получена в виде

$$u(X) = 2{,}59x_1 - 0{,}07x_2 + 0{,}12x_3 - 0{,}07x_4 - 5{,}5. \qquad (8)$$

Сопоставление значений дискриминантной функции с фактическими значениями скорости ветра у земли позволило установить следующее решающее правило

$$\begin{aligned} u(X) &\geqslant 2 \to A, \\ u(X) &< 2 \to \bar{A}. \end{aligned} \qquad (9)$$

Таблица 1

Выбор вида дискриминантной функции

Оценка критерия Бокса, BC^{-1}	**Проверка гипотезы о равенстве теоретических ковариационных матриц $V(A)$ и $V(\bar{A})$ на основе их выборочных значений $\hat{V}(A)$ и $\hat{V}(\bar{A})$**			
	$BC^{-1} > \chi^2_{c_n^2}$ $(\alpha=0{,}01)$		$BC^{-1} \leqslant \chi^2_{c_n^2}$ $(\alpha=0{,}01)$	
	$V(A) \neq \bar{V}(A)$		$V(A)=V(\bar{A})$	
Оценка критерия Бартлета, β	Проверка гипотезы о независимости признаков (предикторов)			
	$\beta > \chi^2_{c_n^2}$ $(\alpha=0{,}01)$	$\beta \leqslant \chi^2_{c_n^2}$ $(\alpha=0{,}01)$	$\beta > \chi^2_{c_n^2}$ $(\alpha=0{,}01)$	$\beta \leqslant \chi^2_{c_n^2}$ $(\alpha=0{,}01)$
	Признаки зависимы	Признаки независимы	Признаки зависимы	Признаки независимы
Вид дискриминантной функции	Полная квадратичная дискриминантная функция	Упрощенная квадратичная дискриминантная функция	Полная линейная дискриминантная функция	Упрощенная линейная дискриминантная функция

Полученные дискриминантные функции для двух предикторов

$$u(X)=2{,}3x_1-0{,}04x_2-5{,}1 \qquad (10)$$

и для трех предикторов

$$u(X)=2{,}44x_1-0{,}05x_2+0{,}05x_3-5{,}3 \qquad (11)$$

при том же решающем правиле (9) не привели к улучшению разбиения на классы. С уменьшением числа предикторов пересечение классов становится все менее разделимым, тем самым снижается надежность альтернативного прогноза.

По восточной части Финского залива выборка, содержавшая 132 случая, была разделена на две части: $N(A)=12$ и $N(\bar{A})=120$.

Проверка указанных выше гипотез (см. табл. 1) показала, что расчет необходимо производить по формуле, отражающей полную линейную дискриминантную функцию. В итоге получено уравнение вида

$$u(X)=4{,}36x_1-0{,}25x_2+0{,}02x_3-0{,}08x_4-7{,}8, \qquad (12)$$

для которого сохраняется прежнее правило (9).

Для двух первых предикторов проверка гипотез показала, что $BC^{-1}>\chi^2$ и $\beta>\chi^2$ и соответственно рассчитана квадратичная дискриминантная функция

$$w(X)=-1{,}43x_1+2\cdot 0{,}02x_1x_2-0{,}004x_2^2+9{,}03x_1-0{,}19x_2-12{,}0 \qquad (13)$$

Установлено при этом следующее решающее правило

$$w(X)\geqslant 20\rightarrow A,$$
$$w(X)<20\rightarrow \bar{A}. \qquad (14)$$

Для трех первых предикторов: $BC^{-1}<\chi^2$ ($\alpha=0{,}01$), $\beta>\chi^2$ ($\alpha=0{,}01$) и соответственно получена линейная дискриминантная функция вида

$$u(X)=3{,}99x_1-0{,}22x_2-0{,}009x_3-7{,}2 \qquad (15)$$

с решающим правилом (9).

Лучшие результаты разбиения на классы с учетом ошибок альтернативного прогноза дает формула (13).

Исходная выборка по Ладожскому озеру включала 108 случаев. Из них $N(A)=24$ и $N(\bar{A})=84$.

Для двух, трех и четырех предикторов (при условии $BC^{-1}<\chi^2$ ($\alpha=0{,}01$) и $\beta>\chi^2$ ($\alpha=0{,}01$) получены линейные дискриминантные функции

$$u(X)=1{,}43x_1-0{,}003x_2-3{,}2, \qquad (16)$$

$$u(X)=1{,}45x_1-0{,}009x_2+0{,}02x_3-3{,}1, \qquad (17)$$

$$u(X)=1{,}44x_1-0{,}002x_2+0{,}007x_3-0{,}03x_4-3{,}3. \qquad (18)$$

Установлено следующее решающее правило для этих уравнений

$$u(X) \geqslant 0 \rightarrow A,$$
$$u(X) < 0 \rightarrow \bar{A}. \qquad (19)$$

Лучшие результаты качества разбивки на классы получены с помощью уравнения (18).

В итоге, для альтернативного прогноза опасной скорости ветра ($V \geqslant 15$ м/с) используются уравнения (8), (13) и (18).

Второй этап работы связан с получением прогностического уравнения регрессии вида

$$y = f(x_1, x_2, \ldots, x_к), \qquad (20)$$

где y — предиктант; $x_к$ — вектор-предиктор.

При условии нормального распределения повторяемостей y и $x_к$ наилучшие прогностические результаты могут быть получены при использовании линейной связи

$$y = \sum_{i=1}^{n} a_i x_i, \qquad (21)$$

где a_i — коэффициент регрессии.

Отбор предикторов выполняется на основании метода просеивания.

В итоге, для прибрежной зоны Балтийского моря (Таллин, Лиепая, Калининград) получено уравнение регрессии

$$V = 2{,}48 \frac{\Delta p_0}{\Delta n} - 0{,}05 \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{a\,(850)} + 4{,}92. \qquad (22)$$

Для восточной части Финского залива (Ленинград)

$$V = 2{,}14 \frac{\Delta p_0}{\Delta n} - 0{,}05 \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{a\,(H_{1000}^{500})} + 4{,}75. \qquad (23)$$

Для Ладожского озера (о. Сухо-Маяк)

$$V = 3{,}33 \frac{\Delta p_0}{\Delta n} - 0{,}10 \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{a\,(850)} + 3{,}18. \qquad (24)$$

Статистические параметры приведенных уравнений: σ_v — сред нее квадратическое отклонение скоростей ветра для ряда $N=221$ R — максимальный коэффициент множественной корреляции н последнем шаге отбора предикторов, σ_R и E_R — соответственн средняя квадратическая и вероятная ошибка R и S_v — средня квадратическая ошибка уравнения регрессии представлен в табл. 2.

Несмотря на достаточно высокие общие коэффициенты кор реляции, коэффициенты регрессии при вторых составляющих не велики. И хотя адвекция холода, как следует из формул (22)-

(24), способствует усилению ветра, тем не менее адвекция температуры разного знака в общей выборке снижает весовой вклад этого фактора в изменение скорости ветра. Отсюда очевидна необходимость разбиения адвекции температуры на два класса и раздельного построения уравнений регрессии.

Таблица 2

Статистические параметры N, σ_v, R, σ_R, E_R и S_v

Район	N	$\overline{V}$	σ_v	R	σ_R	E_R	S_v
Балтийское море	221	10,3	4,41	0,767	0,028	0,018	2,83
Восточная часть Финского залива	221	9,1	3,81	0,750	0,029	0,020	2,52
Ладожское озеро	221	10,5	4,52	0,791	0,025	0,017	2,76

Выборка, содержащая $N=600$, была разбита на две группы в соответствии с характером адвекции температуры в слое H_{1000}^{500}. Данные о скорости ветра были взяты только в Ленинграде по данным наблюдений на телемачте на высоте 25 м.

Необходимые процедуры расчета выполнены на ЭВМ ЕС-1022.

В табл. 3 представлены уравнения регрессии с привлечением предикторов по мере возрастания их информативности при адвекции холода. Там же приведены коэффициенты корреляции — r, R, стандартные ошибки частных коэффициентов регрессии — σ_a и средние квадратические ошибки уравнений регрессии — S_v.

Поскольку корреляционная матрица отражает высокую статистическую связь между двумя предикторами $\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{a\,(850)}$ и $\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{a\,(H_{1000}^{500})}$, равную 0,6, то пятое, как более полное уравнение ($R=0{,}654$) с учетом ошибок коэффициентов регрессии, можно записать так

$$V=1{,}8\,\frac{\Delta p_0}{\Delta n}+0{,}2V_{850}+0{,}1\Delta T-0{,}1\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{a\,(850)}+2. \qquad (25)$$

Аналогично при адвекции тепла с учетом результатов расчета, представленных в табл. 4, можно записать

$$V=1{,}5\,\frac{\Delta p_0}{\Delta n}+0{,}2V_{850}+0{,}1\Delta T+2{,}5. \qquad (26)$$

Таблица 3

Уравнения регрессии $V=\sum_{i=1}^{n} a_i x_i$ при адвекции холода

№ п/п	Уравнения регрессии	r, R	σ_a	S_v
1	$V_1=2{,}54\ \frac{\Delta p_0}{\Delta n}+5{,}14$	0,558	0,23	2,8
2	$V_2=1{,}74\ \frac{\Delta p_0}{\Delta n}+0{,}22V_{850}+3{,}55$	0,624	0,25; 0,04	2,6
3	$V_3=1{,}76\ \frac{\Delta p_0}{\Delta n}+0{,}22V_{850}+0{,}14\Delta T+2{,}3$	0,643	0,25; 0,04; 0,04	2,5
4	$V_4=1{,}80\ \frac{\Delta p_0}{\Delta n}+0{,}22V_{850}+0{,}14\Delta T+2{,}08$	0,652	0,25; 0,04; 0,04; 0,03	2,5
5	$V_5=1{,}83\ \frac{\Delta p_0}{\Delta n}+0{,}21V_{850}+0{,}13\Delta T-$	0,654	0,25; 0,04; 0,04; 0,03; 0,04	2,5
	$-0{,}05\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{a\,(850)}-0{,}04\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{a\,(H_{1000}^{500})}+2{,}02$			

Таблица 4

Уравнения регрессии $V=\sum_{i=1}^{n} a_i x_i$ при адвекции тепла

№ п/п	Уравнения регрессии	r, R	σ_a	S_v
1	$V_1=1{,}83\ \frac{\Delta p_0}{\Delta n}+5{,}04$	0,519	0,18	2,7
2	$V_2=1{,}22\ \frac{\Delta p_0}{\Delta n}+0{,}2V_{850}+3{,}64$	0,578	0,20; 0,04	2,6
3	$V_3=1{,}42\ \frac{\Delta p_0}{\Delta n}+0{,}2V_{850}+0{,}12\Delta T+2{,}57$	0,597	0,21; 0,04; 0,04	2,6
4	$V_4=1{,}46\ \frac{\Delta p_0}{\Delta n}+0{,}18V_{850}+0{,}12\Delta T-$ $-0{,}02\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{a\,(850)}+2{,}56$	0,598	0,22; 0,04; 0,04; 0,03	2,6
5	$V_5=1{,}46\ \frac{\Delta p_0}{\Delta n}+0{,}18V_{850}+0{,}12\Delta T-$ $-0{,}02\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{a\,(850)}+0{,}01\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{a\,(H_{1000}^{500})}+2{,}54$	0,598	0,22; 0,04; 0,04; 0,03; 0,04	2,6

Таким образом, на срок прогноза (ночные и дневные часы) с учетом прогностических карт давления и прогностических значений других предикторов ветра устанавливается следующее.

1. Возможность скорости ветра у поверхности земли равной и более 15 м/с. Для этого используются дискриминантные функции (8), (13) и (18).

2. Расчет скорости ветра по району Ленинграда и восточной части Финского залива выполняется по уравнениям (25) и (26) соответственно, если с прогнозируемой синоптической ситуацией ожидается адвекция холода или адвекция тепла. В качестве контрольного может использоваться уравнение (23).

Для прибрежной зоны Балтийского моря и по акватории Ладожского озера прогноз скорости ветра рассчитывается по уравнениям (22) и (24).

В заключение заметим, что проверка полученных уравнений в условиях оперативной прогностической работы и на иных независимых рядах предиктанта и предикторов позволит уточнить их по отдельным регионам.

На различных этапах выполнения работы принимали участие — С. Г. Русских, И. Н. Русских, и Г. И. Смирнова.

ЛИТЕРАТУРА

1. Веселов Е. П. К расчету скорости ветра у поверхности земли и на высотах. — Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 90, с. 113—120.

2. Лавров Н. А. Расчет скорости ветра над Балтийским морем. — Сборник работ Таллинской ГМО, 1965, вып. 3, с. 3—12.

3. Снитковский А. И. Краткосрочный прогноз сильных ветров. — Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 90, с. 77—90.

4. Солонской В. Н. Особенности возникновения и прогноза сильных ветров в Карелии. — Сборник работ Ленинградской ГМО, 1978, вып. 10, с. 56—58.

5. Тер-Мкртчян М. Г., Снитковский А. И., Лукиянова Л. Е. Использование дискриминантного анализа для прогноза гололеда. — Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 90, с. 3—39.

6. Хандожко Л. А. Учет основных факторов при расчете скорости ветра над Финским заливом и Ладожским озером. — Труды ЛГМИ, 1971, вып. 43, с. 3—16.

7. Bartlett M. S. A note on the multiplying factors for various chi — squared approximations. Journal for the Royal Statistical Society, Series B, 1954, vol. 16, p. 296—298.

8. Box G. E. P. A general distribution theory for a class of likel — hood criteria. Biometrika, 1949, vol. 36, p. 317—346.

УДК 551.509.3

Ю. Ж. АЛЬТЕР-ЗАЛИК, А. Ю. БАСКИН (ЛГМИ)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ДЛЯ ДИАГНОЗА И ПРОГНОЗА ТРАЕКТОРИЙ АЭРОСТАТОВ

Современные метеорологические аэростаты изготавливаются из оболочек двух основных типов: закрытого и открытого [1]. Аэростаты с оболочками открытого типа (аэростаты нулевого давления) перемещаются вдоль изобарической поверхности (p=const), а аэростаты с оболочками закрытого типа (аэростаты сверхдавления) — вдоль изопикнической поверхности (ρ=const).

При моделировании траекторий аэростатов используется допущение, согласно которому аэростаты отождествляются с условными воздушными частицами, перемещающимися в изобарической системе координат [3, 4]. Очевидно, что такое допущение справедливо при моделировании траекторий аэростатов нулевого давления. Для аэростатов сверхдавления необходимо учитывать отклонение высоты полета от изобарической поверхности. По данным работы [2] при продолжительности полета аэростата, равной 15 суткам, это отклонение может составить 1,5 км.

Используя уравнение статики и барометрические соотношения, получим выражения для расчета высоты изопикнической траектории по данным изобарической поверхности в виде

$$H_\rho^p(\tau) = H_p(\tau) + \Delta H_\rho^p(\tau). \tag{1}$$

Здесь $$\Delta H_\rho^p(\tau) = \frac{67{,}4 \cdot T_p(\tau) \cdot \xi(\tau)}{1 - 33{,}7 \cdot \gamma^* \cdot \xi(\tau)}, \tag{2}$$

где

$$\xi(\tau) = \lg \frac{p_0}{R \cdot \rho_0 \cdot T_p(\tau) + \gamma^* \cdot 67{,}4 \cdot T_p(\tau) \lg \dfrac{p_0}{R \rho_0 T_p(\tau)}}; \tag{3}$$

H_ρ (τ) и $H_p(\tau)$ — высоты соответственно изопикнической и изобарической траекторий (гп. м); ΔH_ρ^p — приращение высот (гп. м); $T_p(\tau)$ — температура воздуха на изобарической траектории; γ^* — вертикальный градиент температуры воздуха; ρ_0 и p_0 — плотность и давление воздуха в начальной точке траектории; R — универсальная газовая постоянная; τ — продолжительность полета.

В случае изотермии выражение (2) сводится к виду

$$\Delta H_\rho^p\ (\tau) = 67{,}4 T_p\ (\tau) \lg \frac{p_0}{R \cdot \rho_0 \cdot T_p(\tau)}. \qquad (4)$$

Расчет отклонений изопикнической траектории от изобарической проведен по данным архива траекторий воздушных частиц за январь и июль 1965 г. Архив содержит траектории частиц продолжительностью 10 суток на уровнях 100 и 30 гПа. Начальные точки траекторий имеют координаты 30° в. д., 30, 50 и 70° с. ш. Расчет ΔH_ρ^p (τ) выполнен с привлечением данных синоптического бюллетеня северного полушария.

Январь 1965 г. интересен тем, что в арктическом бассейне отмечались два стратосферных потепления (5—11 и 23—31.01). Повышения температуры составили 13—15° на уровне 100 гПа и 22—26° на уровне 30 гПа [5].

Результаты расчета по формулам (1)—(3) сведены в табл. 1. Анализ этих данных показал, что отклонение изопикнической траектории от изобарической во времени имеет синусоидальный характер. Средние значения ΔH_ρ^p близки нулю.

Отклонение изопикнической траектории от изобарической, в основном, является следствием термической неоднородности. Согласно [5] разности температуры воздуха в гребнях и ложбинах в слое 100—30 гПа составляют около 3°. Такие колебания температуры приводят к отклонениям $\Delta H_{\rho\ \max}^p$, не превышающим в нашем случае 14 дкм. Для условий зимней стратосферы, характеризующейся взрывными потеплениями, эта величина может достигать 100 дкм и более, что согласуется с данными работы [2].

При моделировании траекторий аэростатов сверхдавления такие значительные отклонения следует учитывать на каждом шаге. В табл. 2 представлены относительные радиальные поправки при построении диагностических траекторий аэростатов сверхдавления.

Как следует из анализа данных табл. 2, учет неоднородности поля температуры при построении траекторий аэростатов сверхдавления важен в зимней стратосфере, особенно при непериодических процессах перестройки термобарических полей.

Таблица 1

Средние (числитель) и максимальные (знаменатель) отклонения (в дкм) изопикнических траекторий от изобарических

Месяц, поверхность, гПа	Широта, град. с. ш.	Продолжительность, сутки									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
I, 30	70	−0,2 / −1,5	13,0 / 86,0	10,1 / 77,1	9,8 / 80,0	−8,6 / −88,6	−7,7 / −77,6	−4,2 / 91,7	−3,7 / −75,6	12,6 / 91,7	−10,6 / −98,5
	50	−0,4 / −0,7	0,6 / 24,1	0,6 / 22,8	0,7 / 22,9	−0,1 / 30,7	0,3 / −18,8	0,4 / 26,7	−0,2 / 21,0	−0,7 / −35,6	−0,3 / −34,9
	30	−0,2 / 0,4	−0,6 / 0,8	−0,4 / −1,6	−0,2 / 1,8	0,2 / 2,2	0,2 / −10,7	−0,2 / −4,8	0,0 / 0,9	0,1 / −1,3	0,4 / −1,8
I, 100	70	−0,9 / −1,8	11,2 / 56,2	8,7 / 47,9	7,6 / 51,1	−6,5 / 57,7	−5,6 / −60,1	−2,0 / 61,7	−3,3 / −46,5	10,4 / 61,3	−8,6 / −67,5
	50	−0,4 / 0,7	0,2 / −2,5	−0,2 / 3,7	0,1 / 4,2	−0,2 / −12,6	−0,6 / −24,7	−0,2 / 20,8	0,2 / −11,2	0,0 / −11,8	0,4 / −10,3
	30	0,6 / 1,7	0,7 / −1,5	0,3 / 1,7	−0,2 / 2,1	−0,3 / −10,6	−0,4 / −4,7	0,6 / 0,7	0,7 / −1,2	−0,1 / −1,7	0,4 / −0,3
VI, 30	70	0,1 / 0,6	0,3 / 1,8	−0,3 / 8,7	0,6 / −6,5	−0,1 / −2,0	0,7 / 10,4	−0,2 / 11,2	−0,4 / 7,6	0,7 / −5,6	0,4 / −3,3
	50	0,0 / −0,9	0,1 / −1,0	0,1 / 0,9	−0,1 / 1,1	−0,1 / 0,8	0,0 / 0,4	0,2 / −1,0	0,3 / 0,9	−0,3 / 1,2	0,0 / −0,8
	30	0,1 / 0,7	0,2 / 0,7	0,0 / 0,4	0,3 / 0,7	−0,2 / −0,9	−0,1 / 0,4	−0,4 / 0,8	0,0 / −0,7	0,2 / 1,0	0,1 / 0,6
VI, 100	70	−0,2 / 0,6	0,1 / 4,6	−0,2 / 10,3	−0,6 / 5,2	−0,2 / 1,9	0,2 / −10,7	0,3 / 4,6	0,4 / 11,8	−0,4 / 8,6	0,2 / −13,4
	50	0,2 / −0,9	0,1 / 13,0	−0,6 / 9,8	0,2 / −7,7	0,4 / −3,7	−0,4 / −10,6	−0,2 / 10,1	−0,2 / −8,6	−0,2 / −4,2	0,2 / 12,6
	30	0,6 / 1,6	0,7 / 10,7	0,3 / −8,6	−0,2 / −4,6	−0,3 / −11,8	−0,4 / 10,3	0,6 / −8,7	0,7 / −5,2	0,3 / 13,6	−0,2 / −1,9

Таблица 2

Относительные радиальные поправки (%) при построении траекторий аэростатов сверхдавления (координаты начальных точек: φ=70° с. ш., λ=30° в. д.)

Месяц, поверхность, гПа	Продолжительность, сутки									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
I, 30	14,3	6,6	8,2	6,0	7,1	5,9	9,6	7,5	5,4	6,7
I, 100	11,8	6,9	7,8	5,3	6,6	6,1	8,3	3,1	4,0	4,1
VI, 30	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1
VI, 100	0,8	1,0	0,6	0,6	0,5	0,4	0,6	0,7	0,5	0,5

ЛИТЕРАТУРА

1. Альтер-Залик Ю. Ж. Зондирование атмосферы с помощью аэростатов. — Л., изд. ЛПИ, 1981. — 70 с. (ЛГМИ).
2. Баскин А. Ю. Изменчивость изопикнических поверхностей и расчет ветра на них. — В сб.: Основные вопросы метеорологического обеспечения гражданской авиации. — Л., ОЛАГА, 1982, с. 101—107.
3. Борисенков Е. П., Альтер-Залик Ю. Ж., Кузнецов А. Д. Зондирование атмосферы метеорологическими аэростатами. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 176 с.
4. Панин Б. Д., Альтер-Залик Ю. Ж., Еремина Н. С., Кузнецов А. Д. Прогноз поля ветра в нижней стратосфере в переменных Лагранжа с использованием гидродинамической и физико-статистической схем предвычисления. — В сб.: Метеорологические прогнозы. — Л., изд. ЛПИ, 1983, с. 19—26. (ЛГМИ).
5. Погосян Х. П., Павловская А. А., Летников Г. В. Непериодические процессы в стратосфере северного полушария. — Л.: Гидрометеоиздат, 1969. — 165 с.

УДК 551.509.3

П. Д. АСТАПЕНКО, А. Ю. ШАРОНОВ (ОЛАГА)

К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ ТОЧНОСТИ ПРОГНОЗОВ НА РЕГУЛЯРНОСТЬ И БЕЗОПАСНОСТЬ ПОЛЕТОВ

Быстрое развитие авиации и особенно интенсивности полетов постоянно повышают требования к метеорологическому обеспечению полетов, однако, несмотря на принимаемые меры, метеорологические условия все еще оказывают существенное влияние на безопасность и регулярность полетов [1—4].

Приблизительно 20% от общего числа 6500 авиационных происшествий, которые произошли с самолетами в странах — членах ИКАО в 70-е годы, было связано с влиянием фактора погоды [4]. На этапе захода на посадку основное влияние на безопасность и регулярность полетов оказывали низкая облачность, туман, неблагоприятный ветер, дождь, обледенение и снег. Для этапа взлета список влияния метеорологических условий идентичен, но чаще авиационные происшествия были обусловлены воздействием неблагоприятного ветра. При полетах по маршруту авиационные происшествия были связаны с облачностью, дождем, обледенением, снегом и грозами, однако обледенение приносило больше беспокойств авиации общего назначения, а грозы — коммерческой авиации.

На этапе взлета и посадки авиационных происшествий произошло почти в два раза больше, чем при полете по маршруту. Следовательно, безопасность и регулярность полетов в метеорологическом отношении во многом зависят от метеорологической информации на начальном и заключительном этапах полета, т. е. от условий погоды в приземном слое атмосферы, где вероятность встречи с опасными явлениями и условиями погоды наибольшая.

В связи с изменчивостью метеорологических условий во времени и пространстве, а также ввиду несовершенства методики прогнозирования метеоэлементов имеется риск принятия решения на вылет при использовании неполноценного прогноза. В тех случаях, когда условия погоды оказывали влияние на безопасность и регулярность полетов, прогноз погоды оправдался в 55% случаев, что в свою очередь сказывалось на экономических показателях воздушных перевозок. Так, например, только в результате снежного бурана в 1970 г. Чикагский международный аэропорт О'Хард был закрыт на шесть часов, что принесло убыток авиакомпаниям в 1 млн. долларов. Сегодня эта сумма могла бы быть в десять раз больше, если принять во внимание увеличившуюся стоимость топлива и авиационной техники. Таким образом, от точности прогностической информации во многом зависит повышение уровня безопасности и регулярности полетов.

Уровень безопасности полетов $P_{бм}$ находится во взаимосвязи с регулярностью полетов $P_{рм}$ в метеорологическом отношении [5, 6], а именно:

$$P_{бм} = 1 - \frac{K}{N_п} - \frac{N}{N_п}(1 - P_{рм}) - \frac{m_{ом} + m_{нм}}{N_п}, \qquad (1)$$

где K — число авиационных катастроф при выполнении полетов; N — число запланированных полетов; $N_п$ — число выполненных полетов; $m_{ом}$ — число отмен отправлений вылетов из-за метеорологических условий; $m_{нм}$ — число задержек отправлений из-за метеорологических условий.

Уровень безопасности полетов $P_{бм}$, прямо или косвенно связанный с влиянием опасных для полетов явлений и условий погоды, согласно [6] численно равен:

$$P_{бм} = 1 - P_{вх.м.} P(а/вх.м.); \quad P_{вх.м.} = P_{встр.м.} (1 - ФP_{ф});$$

$$P_{встр.м.} = P_{м.} (1 - A_0)(1 - A_{оу})(1 - A_{н.}), \qquad (2)$$

где $P_{вх.м.}$ — вероятность вхождения самолета в область, занятую атмосферным явлением; $P(а/вх.м.)$ — условная вероятность перехода встречи самолета с атмосферным явлением в авиационную катастрофу; $P_{встр.м.}$ — вероятность встречи самолета с атмосферным явлением в районе, для которого составлен прогноз; Ф — коэффициент, характеризующий точность наблюдения; $P_ф$ — параметр, характеризующий точность соблюдения установленных правил полета; $P_м$ — частота появления атмосферного явления; A_0 — качество анализа метеообстановки; $A_{оу}$ — качество уточненного анализа и оценки метеообстановки в период после принятия решения на вылет; $A_н$ — своевременность обнаружения атмосферного явления летным составом в процессе полета.

Решая уравнения (1) и (2) относительно показателей, характеризующих качество анализа метеорологической обстановки, можно оценить:

— влияние метеорологических условий на возникновение авиационных происшествий и предпосылок к ним;

— влияние точности авиационных прогнозов на уровень безопасности полетов.

Около 70% нарушения расписания вылетов самолетов Аэрофлота происходит под влиянием метеорологических условий [2—3]. Особо следует отметить, что нарушение регулярности полетов по метеорологическим условиям воздушных судов по расписанию, нередко происходит из-за неудовлетворительного качества прогнозов по пункту посадки. Анализ частоты прекращения рейсов по метеорологическим условиям за 1977—1982 гг. показал, что недоверие летного состава к прогнозам погоды в пункте назначения велико. Частота прекращения рейсов, когда решение на вылет принималось в соответствии с таблицей принятия решений по НПП ГА-78 [7] несмотря на неблагоприятный прогноз погоды, который оправдался, на порядок отличалась от частоты прекращения рейсов, когда по прогнозу предусматривались благоприятные условия погоды, но он не оправдался. В значительной мере такое положение объясняется тем, что летный состав не имеет возможности оценить колебания значений метеоэлементов, определяющих минимум погоды при данном прогнозе, а также отсутствием данных в прогнозе о степени уверенности синоптика в осуществлении предсказанного опасного для полетов метеоявления.

Прогнозы погоды могли бы лучше отражать фактическое состояние погоды, т. е. больше соответствовать реально наблюдаю-

щимся метеорологическим условиям, если бы они представлялись в вероятностной форме. При этом подразумевается, что летному и диспетчерскому составу в прогнозе сообщается распределение вероятностей определенных заранее значений метеорологических величин или наличия опасных явлений погоды.

Следует оговориться, что для пользования такими прогнозами их потребитель должен располагать пороговыми значениями вероятности метеорологических величин и явлений погоды, лимитирующих возможность выполнения полета при заданном уровне риска экономических потерь и нарушения безопасности полетов. Получению этих данных, которые должны быть известны летному и диспетчерскому составу службы движения, должна предшествовать серьезная и значительная по масштабу предварительная работа исследовательского характера.

Целесообразность внедрения прогнозов погоды для авиации в вероятностной форме диктуется помимо указанных выше соображений еще и требованиями автоматизации управления полетами. Для автоматизированной системы управления полетами необходимы точные характеристики прогностической информации, которые нельзя использовать при прогнозах в альтернативной форме.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мошников А. Н. Роль метеорологических факторов в авиационных про исшествиях (Анализ данных ИКАО). Труды ОЛ ВАУ ГА, Л., 1971 вып. 48, с. 59—70.
2. Багдасарова Э. А. Регулярность полетов и метеоусловия. Труды ГосНИИ ГА, М., 1980, вып. 189, с. 7—12.
3. Белогородский С. Л. О структуре нарушений регулярности полето в сложных метеорологических условиях. Наука и техника ГА. М., изд ЦНТИ, 1980, № 2, с. 17—20.
4. Uri Schwarz. What are the aeronautical user needs for MET data? — Bulletin ICAO, May 1983, vol. 38. — № 5, p. 21—24.
5. Астапенко П. Д., Мошников А. Н. Возможности количественно оценки влияния качества прогнозов погоды на регулярность и безопас ность полетов воздушных судов гражданской авиации. Труды ОЛАГА Л., 1974, вып. 56, с. 3—8.
6. Астапенко П. Д., Мошников А. Н., Баранов А. М. Требовани к прогностической информации при обеспечении полетов гражданско авиации. — В сб.: Метеорологическая информация и ее использовани в обеспечении полетов воздушных судов. — Л., изд. ОЛАГА, 1981, с. 3—1
7. Наставление по производству полетов в гражданской авиации СССР (НП ГА-78). — М.: Воздушный транспорт, 1978, с. 79—80.

УДК 551.51 : 629.78

М. А. ГЕРМАН, В. В. СТЕПАНОВ (ЛГМИ)

ЭКСПРЕСС-АНАЛИЗ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ, ПОЛУЧЕННОЙ ПРИ ДИСТАНЦИОННОМ ЗОНДИРОВАНИИ АТМОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

Оснащение современных метеорологических спутников Земли (МСЗ) аппаратурой, позволяющей одновременно получать космические изображения и количественные характеристики излучения той или иной поверхности, существенно расширяет возможность решения ряда прикладных задач, необходимых для анализа и прогноза погоды. Вместе с этим, очень часто возникает необходимость решения определенных задач, связанных с оперативным обеспечением авиации, мореплавания и других отраслей народного хозяйства. В этом случае должен быть выполнен анализ космической информации за время, намного меньшее, чем пребывание наблюдаемого процесса или явления в его данном состоянии с учетом интервала естественной изменчивости [2].

Данными, получаемыми на автономных пунктах приема информации (АППИ) являются космические изображения. Отсутствие возможности в течение длительного времени получения количественных характеристик сдерживало активное использование данных, полученных в видимом и инфракрасном диапазонах спектра электромагнитных волн. Основными причинами малой активности использования этих данных являлись:

— отсутствие объективных методов анализа изображений полей облачности и подстилающей поверхности, с целью оценки эволюции физических процессов, протекающих в атмосфере Земли;

— отсутствие на большинстве АППИ электронно-вычислительной техники для выполнения количественной обработки информации.

Широкое развитие электронно-вычислительной техники, в частности, внедрение микропроцессорных вычислительных машин на сеть Госкомгидромета позволяет пересмотреть отношение к количественным характеристикам излучения различных поверхностей, полученным как в видимой, так и инфракрасной областях спектра. Пересмотр к оценке информации, получаемой с МСЗ, является весьма актуальным, так как общее число АППИ на 1983 г. составило около 800 [5] (из них более 50 отечественных), а их рас-

положение образует своеобразную сеть, зона освещения которой покрывает практически всю территорию суши и значительную часть акватории Мирового океана. Главные и региональные пункты приема, целью которых является прием, обработка и распространение информации, оборудованы мощными машинными комплексами и, по существу, являются своеобразными научно-методическими центрами [6].

Оптимальным условием обработки космической информации, получаемой на АППИ, может служить процесс вычислений параметров с помощью комплексов, построенных на основе микропроцессоров на принципах, делающих вычислительные устройства относительно независимыми от вида обрабатываемого сигнала. Алгоритмы, положенные в основу функционирования таких комплексов, могут обеспечить реализацию процесса обработки в реальном масштабе времени, а их программное обеспечение должно основываться на особенностях функционирования всей системы дистанционного зондирования.

В настоящей работе делается попытка анализа системы дистанционного зондирования как единого природно-технического комплекса взаимодействия с учетом решения задачи экспресс-анализа информации, направленного на оценку состояния анализируемого распределения полей гидрометеорологических объектов по их излучению.

Отсутствие общей теории дистанционного зондирования предполагает привлечение для конкретных разработок подхода, комплексно учитывающего многообразие взаимодействий компонентов сложного процесса, например, системного анализа. Для дистанционного зондирования системный анализ позволяет выявить особенности преобразования информации, получаемой с помощью комплекса аппаратуры и максимально учесть их при проектировании системы обработки с учетом конкретно поставленной задачи.

Для определения оптимальной процедуры экспресс-анализа направленного на оценку состояния элементов атмосферы и подстилающей поверхности при решении конкретной задачи оперативного обеспечения необходимо исследовать каждое звено системы. Цель исследования — выявить наиболее слабое (с точки зрения постоянства связей компонент системы) звено, вносящее определяющий вклад в результат функционирования.

При оперативном обеспечении с использованием информации получаемой на АППИ, первоочередными задачами являются оценка трехмерного распределения поля облачности для обеспечения полетов и оценка температурного поля поверхности моря для слежения за динамикой поля элементов поверхности.

Анализ дистанционного зондирования как системы основан на синтезе природно-технических взаимодействий составляющих элементов, развивающем представление о дистанционном зондировании как о системе исследования геофизической обстановки.

Основу системы составляет ряд множеств элементарных событий:

A_1 — множество физических процессов, протекающих в системе «атмосфера — подстилающая поверхность»;

A_2 — множество наблюдаемых явлений как индикаторов процессов;

A_3 — множество пространственно распределенного явления (комплексное явление);

A_4 — множество порождаемых комплексным явлением излучений (спектральный образ явления);

A_5 — множество изображений спектрального образа (реакция датчика дистанционного зондирования);

A_6 — множество условных знаков явлений;

A_7 — множество условных знаков процессов.

Элементарные процессы $a_i \in A_1$, взаимодействуя между собой по законам P_1, порождают структуру $S'_1 = \langle A_1, P_1 \rangle$. Изменение структур F_1 создает на S'_1 подсистему $S_1 = \langle A_1, P_1, F_1 \rangle$. Из множества A_1 происходящих процессов некоторое их множество A_2 проявляется как явление — индикатор процесса. На множестве A_2 в силу природных взаимоотношений P_2 между элементами $a_j \in A_2$, изменяющимися во времени по законам F_2, образуется подсистема $S_2 = \langle A_2, P_2, F_2 \rangle$.

Структура S_2^1 представляет собой природное явление, образуемое с помощью структуры S_1^1. Каждое явление сконцентрировано на определенной площади, ограниченной влиянием таких факторов, как рельеф местности, направление и скорость перемещения воздушных масс, в которых протекает процесс a_i ($i=1, \ldots, k$; $k \neq \infty$). Структура S_2^1 преобразуется в S'_3, определяющую пространственные размеры, заполняемые комплексом процессов. Изменение структуры происходит в пространственно-временной области с образованием подсистемы $S_3 = \langle A_3, P_3, F_3 \rangle$.

Из всего многообразия процессов A_1 при дистанционном зондировании наблюдается лишь некоторая их часть. Селективное проявление процессов при этом обусловлено неоднородностью формирования излучения по длине волны. Это связано с тем, что каждый процесс, протекающий в системе «атмосфера — подстилающая поверхность», формирует излучение широкого, но вполне определенного диапазона длин волн электромагнитного спектра.

Источником излучения являются случайные электрические токи, возникающие вследствие движения заряженных частиц, находящихся внутри тел, вовлеченных в физическое взаимодействие (процесс) [9].

Составляющие элементы атмосферы и подстилающей поверхности, подвергаясь действию процессов A_1, реагируют на них путем излучения энергии, т. е. становятся элементарными излучателями. Кроме того, на них воздействуют некоторые внешние условия.

В силу того, что множество A_4 излучателей присутствует с условиями, определяющими P_4, и процессом A_1, то формируется структура S'_4. Формируемое комплексом излучателей по правилам F_4 излучение образует систему на A_4: $S_4 = \langle A_4, P_4, F_4 \rangle$, определяющую спектральный образ процесса или явления.

Это можно рассмотреть на примере облачности. Процессы, порождающие облачность как индикатор соответствующих термодинамических взаимодействий, формируют излучение в диапазоне длин волн 0,1 мкм — 5 см [2]. Вследствие этого облачность обнаруживается при измерении на соответствующих длинах волн.

Наличие процессов и явлений в системе «атмосфера — подстилающая поверхность» может быть обнаружено и по изменениям, которые они вносят в искусственно созданное при контролируемых условиях электромагнитное излучение. Эти изменения определяются неоднородностями той или иной природы пространственно распределенных объектов, процессов или явлений. Пространственные неоднородности разделяются на два вида: неоднородности изменяющие излучение всем своим объемом, например, атмосфера и неоднородности, изменяющие излучение на границе раздела например, воздух — вода, воздух — суша.

Неоднородности первого вида включают в себя множество компонент (молекулы газов, продукты конденсации и др.). Размеры таких частиц изменяются от сотых долей микрона до единиц миллиметров.

Неоднородности второго вида характеризуются поверхностями со случайной геометрической структурой.

Реакция датчика дистанционного зондирования на спектральный образ объекта порождает множество A_5, представляющее собой изображение спектрального образа. Конкретный используемый датчик имеет свой спектральный диапазон чувствительности. Эта характеристика, воздействуя на A_5 по законам преобразования информации P_5 образует структуру $S'_5 = \langle A_5, P_5 \rangle$.

Технические условия регистрации спектрального образа F формируют подсистему $S_6 = \langle A_5, P_5, F_5 \rangle$. Законы преобразования информации при конкретном F_5 определяются особенностями использования конкретного метода регистрации (радиометрического многозонального, спектрометрического и многоканального).

Кроме того, F_5 включает в себя и параметры датчика дистанционного зондирования (элемент разрешения, чувствительность), поскольку они непосредственно связаны с измеряемыми параметрами природной среды.

На выходе датчика дистанционного зондирования спектральный образ испытывает информационное преобразование, в результате чего элементы множества A_5 трансформируются в множество A_6 — множество условных знаков индикаторов явлений как результат интерпретации значений реакции датчиков, отображенных в терминах распределения поля излучения. Иначе, множество у

ловных знаков индикаторов A_6 является отображением множества A_5.

Выбранная система символов сводится к преобразованию P_6, при котором на основе $a_к \in A_6$ формируется структура S'_6, характеризующая состояние сигнала датчика, выраженного в единицах интенсивности поля излучения. Модели изменения поля излучения, косвенно отображающие динамику S'_4, формируют на S'_6 подсистему S_6.

Множество законов F_6 есть множество преобразований для получения схемы распределения какого-либо явления. Интерпретируя A_6 как отображение физических процессов или явлений, образуем множество A_7 условных знаков физических процессов (явлений). Множество отношений P_7 определяет соотношения между условными знаками составляющих комплексного физического процесса. Структура S'_7 представляет собой модель отображения определенного процесса (элемента). Множество законов F_7 есть преобразования, на основе которых множество структур знаков отдельных процессов обнаруживаются в комплексе, отображающем физическое строение объекта.

В процессе функционирования всего комплекса процедуры дистанционного зондирования как единого целого рассмотренные элементы находятся во взаимосвязи (рис. 1). Связи F_{ij} ($i \neq j$; j, $=1—7$) понимаются как отображение S_i в S_j, порождающее новые подсистемы.

На системах S_1 и S_2 в силу связи F'_{12} формируется система $S_{12}=\langle A_{12}, F'_{12}, P_{12}\rangle$. Связь F'_{12} не является обязательной, так как не всякие процессы (комплексы процессов) проявляются в виде наблюдаемых явлений. Обязательная связь F_{13} (F_{23}) проявляется всегда. Она формирует на системах S_1, S_2 и S_3 новую систему S_{13} (S_{23}), элементы которой есть физические процессы (явления) и образованные ими пространственные комплексы.

На системах S_3 и S_4, благодаря связи F'_{34}, образуется система S_{14}, элементами которой являются элементы систем S_3 и S_4, т. е. пространственные комплексы процессов и их спектральный образ. Множество отношений P_{34} определяется состояниями комплекса процессов в фиксированный момент времени. Законы функционирования F_3, F_4 систем S_3 и S_4 и отображение F'_{34} системы S_3 и S_4 определяют функционирование системы S_{34} во времени.

Системы S_{14}, S_{24} являются частным случаем проявления связи F'_{34} при конкретных условиях. Отображение F'_{45} порождает на элементах A_4 и A_5 систему S_{45} с множеством законов функционирования F'_{45}.

Система S_{45} является системой регистрации спектральных образов явлений и играет центральную роль во всей системе дистанционного зондирования. Связь F'_{45} отображает законы природно-технических условий наблюдения и разделяет систему зондирования на две подсистемы второго уровня обобщения — подсистему

индикации (основанную на системах $S_1 - S_4$) и подсистему обработки (на системах $S_5 - S_7$).

Система S_{56} порождается отображением F'_{56} системы S_5 в систему S_6. Законы функционирования системы представляют собой правила распознавания спектральных образов, а при зондировании с борта КА дополнительно и закономерности трансформации в телеметрическом канале (этап первичной обработки).

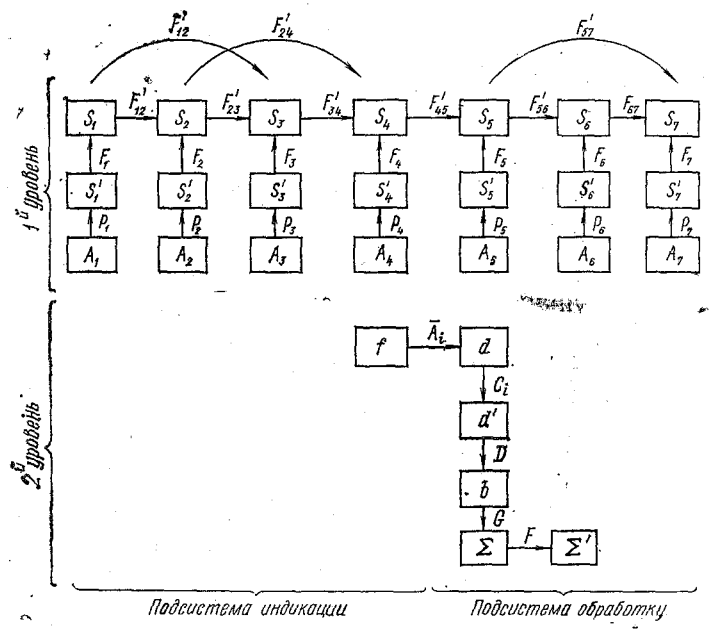


Рис. 1

Отображение F'_{67} системы S_6 в систему S_7 порождает систему S_{67}. Законы функционирования системы есть набор правил интерпретации множества условных знаков распознаваемых спектральных образов в множество условных знаков наблюдаемых процессов (этап вторичной обработки).

Анализируя структурную схему системы дистанционного зондирования, можно сделать вывод, что при дистанционном зондировании объекты и процессы системы «атмосфера — подстилающая поверхность» непосредственно не регистрируются. Фиксируются только порождаемое ими электромагнитное излучение или изменения, вносимые в искусственно создаваемое при контролируемых условиях электромагнитное излучение. Эти излучения регистрируются в виде реакции чувствительного элемента дистанционного датчика. Отсюда формулируется основная задача дистанционного

зондирования: по зарегистрированным при известных технических условиях значениям интенсивности излучения определить наличие или свойство объекта (процесса). Единственным условием однозначного решения указанной задачи является знание закономерностей отображения свойств объектов в характеристиках поля излучения, а само поле — в параметрах реакции дистанционного датчика.

Для определения объема вычислений, которые необходимо произвести над входным сигналом АППИ, при оценке характеристик поля излучения, надо рассмотреть систему дистанционного зондирования с точки зрения оценки процессов преобразования информации [4].

Интенсивность излучения f', порождаемого спектральным образом и его трансформацией в атмосфере, воздействует на вход чувствительного элемента датчика дистанционного зондирования. На его выходе образуется сигнал $d=\overline{A}_i[f'(t)]$, где $\overline{A}_i$ — оператор преобразования физической величины (интенсивности излучения) в выходной параметр датчика. При согласовании входов радиотелеметрической системы с выходом датчика, на котором имеется сигнал d, он подвергается преобразованию $d'=\overline{C}_i[d]$. описываемому оператором $\overline{C}_i$. После этого преобразования совокупность сигналов поступает в устройство организации форматов $b=D[d'(t)]$. Далее данные в форматах радиотелеметрической системы (РТС) поступают в устройство преобразования $\varepsilon=G[(b)]$, где G — оператор кодирования, учитывающий преобразования в передающей аппаратуре.

На сигнал ε, передаваемый по радиосигналу, воздействуют шумы F, и на вход приемника АППИ поступает сигнал $\varepsilon'=F[\varepsilon]$.

Приемный пункт должен осуществлять преобразования, обратные по отношению к преобразованиям, описываемым операторами F и $\overline{C}_i$. Так как оператор F неизвестен, осуществить $F^{(-1)}$ практически невозможно и преобразование $F^{(-1)}$ выполняется не над сигналом $\varepsilon(t)$, а над $\varepsilon(t)$. Поэтому на регистраторах АППИ оказывается отображен сигнал b', связанный с b лишь вероятностно [4].

На этапе предварительной обработки выполняются преобразования обратные по отношению к преобразованиям, определяемым операторами G, F, D, C.

Преобразования $C^{(-1)}$, $F^{(-1)}$ не могут быть описаны математически полностью. Преобразования, близкие к ним, могут быть произведены с использованием априорных данных и статистических характеристик. Такие данные составляют условия самостоятельной задачи и определяют степень неопределенности ситуации. При дистанционном зондировании априорная информация состоит из нескольких составляющих: географической, определяющей понятие объекта и особенности его локализации; физической, определяющей физические свойства объекта, являющиеся информаци-

онными параметрами; математической, характеризующей свойство разделимости, выбор эффективных алгоритмов решения [2]. Все три части связаны единым целым: параметры находятся в подчиненном отношении к объекту, вытекая из его свойств, а алгоритмы выбираются в соответствии с особенностями параметра.

Параметры преобразования $\bar{C}_i$ и D известны и могут выполняться после проверки анализа правильности функционирования звеньев РТС.

Следовательно, основным содержанием предварительной обработки является получение сигналов, которые воздействовали на вход РТС, т. е. множество A_5, определяемое реакцией чувствительного элемента.

В процессе первичной обработки данные подвергаются преобразованиям, приводящим к получению величин, воздействовавших на входы датчика дистанционного зондирования. Результат этапа определяют условные знаки спектрального образа явлений.

Решение задач восстановления трехмерной структуры поля облачности и распределения поля температуры поверхности океана производится по данным, отображающим пространственное распределение явлений, т. е. основано на восстановлении связей $S_3 - S_5$. Особенностью формирования сигнала с выхода датчика дистанционного зондирования и отображения поля излучения является пространственная локализация выбросов сигнала [5], которая может быть выявлена методом амплитудной дискретизации. Особенностью метода в отличие от квантования сигнала является то, что если при квантовании сигнала по равномерным временным интервалам получаем неравные по амплитуде отсчеты, то при дискретизации сигнала по равным значениям амплитуды получаем неравные отсчеты по пространственной временной координате.

Реализация метода амплитудной дискретизации основана на многоуровенном процессе преобразования сигнала. На каждом этапе происходит сокращение количества информации и только на последнем формируется сигнал отображения проведенных преобразований. На первом этапе преобразования происходит квантование сигнала по амплитуде, в результате чего осуществляется селекция информативных уровней. На втором этапе вырабатывается сигнал динамического изменения процесса, формирующий признак типа смены уровня квантования (разделяются ситуации, когда уровень пересекается возрастающим сигналом и убывающим). Этот сигнал содержит в себе информацию о протекающем процессе — как о динамике, так и об амплитуде.

Отображение распределения интенсивности излучения по высоте при восстановлении трехмерного изображения облачности можно осуществлять при регистрации распределения высоты верхней границы облаков. Эта регистрация осуществляется путем уп

равления сигналом второго этапа обработки. В момент смены высшего уровня квантования низшим формируется импульс одной полярности (например отрицательный), а в момент перехода с низшего уровня квантования на высший — импульс противоположной полярности. Последовательность импульсов вдоль строки сканирования и в совокупности строк формирует на фоне сигнала, отображающегося как «серый», рельефное, квазитрехмерное изображение, однозначно характеризующее распределение высоты врхней границы облаков.

Для получения информации о распределении не только высоты верхней границы облаков, но и таких важных параметров облачности для обеспечения полетов, как толщина облачного слоя и высота нижней границы облаков, необходимо использовать обработку сигнала, полученного в видимом и инфракрасном диапазонах спектра. Предварительные исследования показали, что, привлекая статистические методы обработки измеряемой и калибровочной информации, можно получить устойчивые связи между интенсивностью излучения и указанными параметрами [3, 8].

При разработке информационно-программного обеспечения микропроцессорного устройства за основу может быть взят алгоритм расчета радиационной температуры, предложенный в [7].

Процедура расчета предусматривает калибровку бортового эталона, абсолютно черного тела (АЧТ), которая заключается в расчете его температуры, энергетической яркости и расчете усиления канала с составлением таблицы соответствия «энергетическая яркость — радиационная температура».

Анализ алгоритма показал, что сложность его реализации связана с тем, что априори неизвестно соотношение диапазона входного сигнала аналого-цифрового преобразователя (АЦП) и выходного сигнала АППИ. С другой стороны, имеется линейная связь между интенсивностью излучения, приходящего на чувствительный элемент датчика, и интенсивностью выходного сигнала при известных значениях радиационной температуры в фиксированных положениях калибровочного клина.

Таким образом, особенностью преобразования информации на чувствительном элементе датчика является наличие линейной связи «сигнал — энергетическая яркость» и известные значения калибровочного клина. Возможность ускорения процедуры обработки заключается в обеспечении постоянного соответствия диапазона выходного сигнала АППИ и кода на выходе с аналого-цифрового преобразователя, т. е. при разрядности АЦП, равной m, экстремальным значениям 0 и 87% глубины модуляции сигнала должен соответствовать код 0 и 2^m.

При использовании восьмиразрядного АЦП значению 0% глубины модуляции должен соответствовать код «0», а значению 87% код «255». При этом таблица соответствия «входной сигнал — температура» обеспечивает точность расчета радиационной температуры 0,227 К.

Один из возможных вариантов микропроцессорного устройства, обеспечивающего вычисление значений радиационной температуры и альбедо с одновременной регистрацией их значения в виде изолиний, приведен на рис. 2.

Выходной сигнал АППИ поступает на схему разделения каналов (РК), в которой последовательный поток данных строки сканирования разделяется на параллельный, в результате чего на выходе РК последовательно появляется информация:

— на выходе СИ — информация о наличии синхроимпульса, показывающего, какая информация далее будет передана, данные зондирования в видимом или инфракрасном диапазонах;

— на выходе КИ — информация об интенсивности информационного сигнала;

— на выходе КК — информация о калибровочных данных.

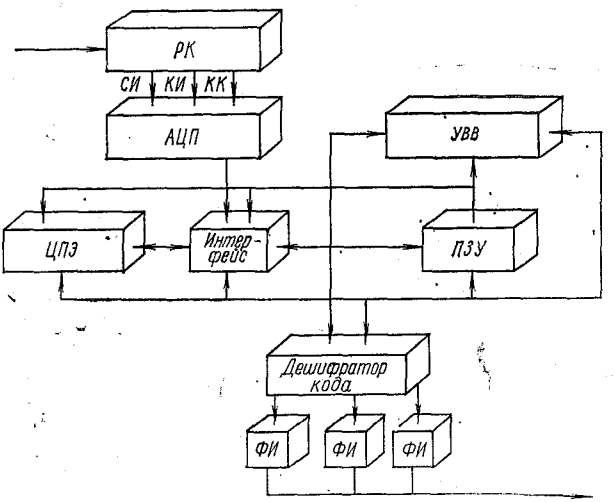


Рис. 2

С выходов РК сигнал подается на соответствующие входы многоканального управляемого АЦП, который выполняет ряд функций.

1. Анализ информации зоны калибровочного клина. При этом последовательно сравниваются значения сигнала КК на каждой строке сканирования и определяется максимальное и минимальное значение сигнала. Эта пара отсчетов будет соответствовать значениям 87 и 0% глубины модуляции калибровочного клина.

2. Далее АЦП производит постоянное отслеживание этих экстремальных значений таким образом, что на его выходе значению информационного сигнала 0% соответствует значение выходного кода «0», а 87% кода «255».

3. С выхода КИ сигнал поступает на вход интерфейса ввода — вывода, с выхода которого код сигнала согласно управляющим командам поступает на центральный процессорный элемент (ЦПЭ), который по программе, заложенной в постоянном запоминающем устройстве (ПЗУ), преобразует код в значения радиационной температуры в соответствии с таблицей, также размещенной в ПЗУ.

В качестве периферийных устройств ЦПЭ можно использовать:

— устройство ввода начальных параметров;

— дешифратор кода, преобразующий код сравнения в сигнал запуска формирователя импульсов (ФИ).

Формирователь импульсов вырабатывает сигнал различной полярности, в зависимости от совпадения направления сканирования с возрастающим или убывающим значением радиационной температуры поля излучения.

Для оценки возможности проведения процедуры обработки был разработан алгоритм и программа его реализации для микропроцессора КР580ИК80А. Анализ алгоритма и его функционирования показал, что для регистрации поля температуры в диапазоне изменения 5° с интервалом значений 0,2° время расчета между отсчетами составляет 497 мкс. Для получения 500 отсчетов на строке сканирования интервал между ними должен быть 500 мкс.

Для совместной обработки данных ИК и ТВ информации необходимо использовать либо два ЦПЭ, функционирующих по приведенному алгоритму, либо более быстродействующий ЦПЭ.

Таким образом, учет особенностей функционирования системы дистанционного зондирования и отображения исследуемого явления позволяют разработать технически реализуемый метод расчета параметров поля облачности и поля радиационной температуры в реальном масштабе времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Н. А., Теосев А. В. Системный подход к исследованию дистанционного изучения геологических объектов. — В кн.: применение новых видов аэросъемок при геологических исследованиях. Л.: ВСЕГЕИ. ЛАЭМ объединения «Аэрология», 1976, с. 106—119.
2. Герман М. А. Космические методы исследования в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984. — 370 с.
3. Денисов А. А., Колесников Д. Н. Теория больших систем управления. — Л.: Энергоиздат, 1982. — 288 с.
4. Евдокимов В. П., Покрас В. М. Методы обработки данных в научных космических экспериментах. — М.: Наука, 1977. — 176 с.
5. Зарубежная радиоэлектроника. 1983, вып. 8, с. 56—84.
6. Назиров М. Льды и взвеси как гидродинамические трассеры. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 315 с.
7. Научно-методические основы методики приема, обработки и использования спутниковой ИК информации по температуре поверхности морей и океанов. Л.: ЛОГОИН, 1982. — 192 с.
8. Системные исследования. Методологические проблемы. Ежегодник 1979. — М.: Наука, 1980. — 384 с.
9. Manual of Remote Sensing. vol. 1, 1975. — 1024 p.

УДК 551.501.776

В. И. ВОРОБЬЕВ (ЛГМИ)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СРЕДНЕГО КОЛИЧЕСТВА ОБЩЕЙ ОБЛАЧНОСТИ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ В ПЕРЕХОДНЫЕ СЕЗОНЫ (ПО ДАННЫМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ИСЗ)

В монографии автора и В. С. Фадеева [6] рассмотрено распределение среднего количества общей облачности в северном полушарии только зимой и летом. Поэтому представляет интерес изучение распределения среднего количества общей облачности в переходные сезоны и результаты его сопоставления с основными сезонами. В качестве исходного материала так же, как и в [6], использовались ежедневные карты нефанализа северного полушария за 1967—1971 гг., построенные для момента времени, близкого к местному полдню. Построение карт распределения среднего количества общей облачности в переходные сезоны проведено по методике построения таких же карт для основных сезонов, приведенных в [6], которая, поэтому, здесь не излагается.

Анализ особенностей распределения характеристик поля общей облачности в переходные сезоны более сложен по сравнению с основными сезонами. Это связано с тем, что влияние одного из основных факторов-контрастов температуры между океанами и континентами на сезонные особенности циркуляционного, термического, а следовательно, и облачного режима полушария становится менее существенным. Поэтому в переходные сезоны возрастает роль влияния региональных особенностей на макроструктуру облачного покрова. Надо полагать, что именно с этим связано наличие на картах распределения среднего количества общей облачности весной (рис. 1) и осенью (рис. 2) довольно большого количества отдельных очагов повышенного и пониженного ее количества по сравнению с аналогичными картами для основных сезонов (рис. 3.4 и 3.10 в [6]). Особенно существенно это различие по сравнению с зимним сезоном, когда контрасты температуры между океанами и континентами наиболее значительны и их роль в формировании сезонных метеорологических полей особенно велика.

Как следует из сравнения сезонных карт распределения среднего количества общей облачности за основные и переходные сезоны (рис. 3.4 и 3.10 в [6], 1 и 2), последние имеют некоторое сходство с первыми в распределении основных очагов максималь-

ных и минимальных значений среднего количества общей облачности. На всех картах имеются хорошо выраженные очаги высокого среднего количества общей облачности со значениями в центральных частях, превышающими 70%, в северных частях океанов. Вблизи экватора во все сезоны находится полоса повышенного среднего количества общей облачности, а над Юго-Восточной Азией — очаг, со значениями, превышающими 60%. Над

Рис. 1. Распределение среднего количества общей облачности весной

севером Африки и Юго-Западной Азией располагается обширная область низких значений среднего количества общей облачности. Все это дает основание для количественной оценки сходства полей среднего количества общей облачности переходных сезонов с аналогичными полями основных сезонов. Для этих целей по равномерно расположенной по полушарию сетке точек (всего 194 точки) был рассчитан показатель ρ для океанической и континентальной части полушария, а также для всего полушария в целом. Результаты расчетов приведены в табл. 1.

В качестве норм для расчета аномалий среднего количества общей облачности использовались средние для широтной зоны 0—70° значения для океанов, континентов и всего полушария из табл. 2 и табл. 3 в [6].

Данные табл. 1 позволяют сделать общий вывод, что распределение среднего количества общей облачности в переходные сезоны в целом над полушарием более близко к зимнему. Причем поле среднего количества общей облачности весной более тесно коррелирует с зимним полем, чем осенью. Одновременно имеется положительная корреляция полей среднего количества общей облачности переходных сезонов с аналогичным полем летнего сезона, несколько более тесная осенью.

Рис. 2. Распределение среднего количества общей облачности осенью

Следует также отметить, что поля среднего количества общей облачности над океанами более «индивидуальны», чем над континентами, где они в большей степени имеют характерные черты основных сезонов.

Таблица 1

Оценки связи между полями среднего количества общей облачности переходных и основных сезонов (показатель ρ) над океанами (О), континентами (К) и полушарием (П)

Коррелируемые сезоны	О	К	П
Весна — зима	0,53	0,73	0,64
Весна — лето	0,33	0,37	0,34
Осень — зима	0,42	0,58	0,51
Осень — лето	0,33	0,41	0,39

Главной особенностью распределения среднего количества общей облачности весной является ее зонально-очаговый характер. Зональность проявляется в том, что наибольшее количество общей облачности наблюдается в умеренных и приэкваториальных широтах. Первая, в целом зонально ориентированная область повышенных значений среднего количества общей облачности, связана, в основном, с процессами облакообразования в областях пониженного давления и на фронтальных разделах. В пределах большей части этой области находятся северная и южная ПВФЗ умеренных широт, а над северным побережьем Евразии и арктическая ПВФЗ [5].

Вторая, приэкваториальная область повышенной повторяемости среднего количества общей облачности, совпадает с зоной высокой повторяемости ВЗК [8]. Можно отметить определенную зависимость среднего количества общей облачности в приэкваториальной области с повторяемостью ВЗК. Так, например, на карте повторяемости облачных систем ВЗК в апреле [8] область наименьшей повторяемости облачных систем ВЗК находится в западной части Индийского океана, где среднее количество общей облачности немногим более 30%. Далее к востоку, по мере возрастания повторяемости ВЗК, увеличивается и среднее количество общей облачности, достигая в центральной части Тихого океана 50%.

Области повышенного среднего количества общей облачности разделены хорошо выраженной полосой минимальных значений, опоясывающей практически все полушарие в пределах 10—30° с. ш.

Наличие зональности в распределении среднего количества общей облачности весной иллюстрируют данные табл. 2. Действительно, обнаруживается два десятиградусных планетарных пояса с максимальным количеством общей облачности. Один из них находится между параллелями 50—60° с. ш., а другой — между экватором и 10° с. ш. Они разделены зоной наименьших значений среднего количества общей облачности, расположенной между тропиком и 10° с. ш. В среднем по полушарию наименьшее сред-

нее количество общей облачности отмечается в широтной зоне 10—20° с. ш. Нарушения зональности распределения среднего количества общей облачности выражаются в наличии в пределах зон максимального и минимального ее количества многочисленных очагов относительно повышенных и пониженных значений.

Наиболее существенные нарушения зональности наблюдаются в северной области высоких значений среднего количества общей облачности. Здесь нарушения зональности носят не только локальный, но и макромасштабный характер. Они проявляются в том, что над океанами максимум среднего количества общей облачности находится в широтной зоне 40—50° с. ш., а над континентами — в широтной зоне 60—70° с. ш., а возможно и севернее (см. табл. 2).

Таблица 2

Среднее по широтным зонам количество общей облачности в переходные сезоны над океанами (О), континентами (К) и планетарными поясами (П)

Широтная зона, град.	Весна			Осень			Осень — весна		
	О	К	П	О	К	П	О	К	П
60—70	58,4	56,4	56,7	68,1	64,4	64,9	9,7	8,0	8,2
50—60	62,7	55,7	57,6	66,0	60,6	62,0	3,3	4,9	4,4
40—50	64,8	48,8	53,9	65,2	47,6	53,2	0,4	—1,2	—0,7
30—40	56,5	40,4	46,8	54,0	35,4	42,8	—2,5	—5,0	—4,0
20—30	46,9	30,8	38,9	44,9	30,7	37,8	—2,0	—0,1	—1,1
10—20	39,7	27,7	35,4	41,6	37,2	40,1	1,9	9,5	4,7
0—10	44,9	48,4	46,2	44,0	50,2	46,3	—0,9	1,8	0,1
0—70	48,7	44,0	46,1	48,7	46,0	47,2	0,0	2,0	1,1

Наибольшее среднее количество общей облачности, превышающее 60%, наблюдается в северных частях океанов. Формирование этих областей объясняется высокой повторяемостью циклонов [4] и благоприятными условиями поступления влаги в атмосферу с открытой водной поверхности. Ограниченные по площади максимумы среднего количества общей облачности над северным побережьем Евразии расположены вдоль оси арктической ПВФЗ. Небольшой максимум над Кавказом находится на оси южной ПВФЗ умеренных широт [5]. Возможно, что здесь проявляется эффект усиления конвекции за счет более значительного нагревания приподнятых частей рельефа по сравнению с более низкой окружающей местностью [7]. Максимум среднего количества общей облачности над юго-восточной частью Китая и Восточно-Китайским морем имеет муссонное происхождение.

Зональная тропическая полоса низких значений среднего количества общей облачности состоит из трех основных вытянутых в широтном направлении очагов. Наиболее обширный по площади очаг, где наблюдаются самые низкие над полушарием (менее 20%) значения среднего количества общей облачности, находится над северной частью Африки, Аравией, северной частью акватории Индийского океана и полуостровом Индостан. Сильный прогрев поступающего сюда воздуха, малая его относительная влажность и высокий уровень конденсации, а у западного побережья Африки наличие пассатной инверсии препятствуют облакообразованию. Другой, менее обширный и менее глубокий минимум среднего количества общей облачности, расположен над центральной и южной частью Северной Америки и западной акваторией тропической зоны Северной Атлантики. В западной части (над континентом) она обязана своим происхождением сильному прогреву воздуха и удалением его состояния насыщения. Узкая область наиболее низких значений среднего количества общей облачности (менее 30%) возможно связаны с проявлением фенового эффекта на восточных склонах горных цепей Западной и Южной Сьерра Мадре. Восточную периферию сравнительно низкого (менее 40%) количества общей облачности над Атлантическим океаном так же, как и подобную область в западной части Тихого океана, можно рассматривать как переходную зону между областью в северной части полушария, где процессы облакообразования определяются или интенсифицируются циклонической деятельностью, и приэкваториальной областью, где процессы облакообразования связаны с активной конвекцией в области приэкваториальной ложбины. Определенное влияние на формирование этих очагов минимума среднего количества общей облачности оказывают океанические субтропические антициклоны.

Зонально-очаговый характер распределения среднего количества общей облачности, характерный для весны, типичен и для другого переходного сезона — осени (см. рис. 2). Также имеются две планетарные зоны повышенных значений среднего количества общей облачности и одна, разделяющая их планетарная зона низких значений среднего количества общей облачности. Однако в зональных характеристиках распределения средних значений количества общей облачности между осенью и весной имеются некоторые различия, определяемые тем, что циркуляционный режим осеннего сезона более близок к летнему, по сравнению с весенним. По этой причине ПВФЗ умеренных широт, с которыми связана циклоническая деятельность, в значительной степени определяющая условия облакообразования в умеренных широтах, осенью, по сравнению с весной, смещены в более высокие широты (северная ПВФЗ умеренных широт на 2,5° широты, а южная ПВФЗ умеренных широт на 3,8° широты) [5]. Поэтому осенью в северной зоне наибольшего количества общей облачности ее максимум над океаном, континентом и в целом по полушарию от-

мечается в пределах широт 60—70° с. ш., тогда как весной над океанами и в целом по полушарию он находится в широтной зоне 50—60° с. ш. Интересно, что различий в положении зоны максимальных значений среднего количества общей облачности над континентами осенью и весной нет. Такой факт может найти объяснение в результатах сравнения годового хода температуры воздуха в умеренных широтах на островной и внутриконтинентальной станциях, проведенного Л. С. Бергом [1]. Эти данные показывают, что на Гербридских островах (57°32 с. ш. — 7°24 з. д.) весна существенно холоднее осени. Разность температур апреля и октября равна — 2,6°, тогда как в Киренске (57°47 с. ш., 108°7 в. д.) эта разность мала и составляет всего 0,6°. Таким образом, температурный режим в умеренных широтах над океанами осенью более близок к летнему, чем весной, а над континентами таких существенных различий не наблюдается.

В связи с более северным положением ПВФЗ и субтропических антициклонов планетарная широтная зона минимального среднего количества общей облачности от весны к осени смещается к северу в пределы широт 20—30° (см. табл. 2). Это приводит к расширению к северу области влияния экваториальной ложбины и ВЗК на процессы облакообразования. Поэтому среднее количество общей облачности в широтной зоне 10—20° осенью существенно больше, чем весной, хотя в широтной зоне 0—10° оно примерно одинаково.

Наглядное представление о различиях в распределении среднего количества общей облачности между весной и осенью дает рис. 3, а представление о различиях в средних зональных значениях среднего количества общей облачности — три последних столбца табл. 3. От весны к осени существенно увеличивается количество общей облачности в высоких широтах и в северной части умеренных широт, что в первую очередь, связано с активизацией в этой широтной зоне циклонической деятельности. Особенно значительно увеличение среднего количества общей облачности у северо-западных побережий материков и в Восточной Сибири (см. рис. 3). Сравнение карт повторяемости подвижных циклонов и повторяемости циклонических полей в апреле и октябре, приведенных в [4], показывает, что именно в этих районах от весны к осени усиливается циклоническая деятельность и увеличивается повторяемость циклонических полей.

В связи с более северным по сравнению с весной положением всех компонент системы ПВФЗ северного полушария и субтропических антициклонов существующая весь год область минимальных значений среднего количества общей облачности осенью находится в более высоких широтах, чем весной, вследствие чего убывает количество общей облачности в среднем по полушарию в широтной зоне 20—50° с. ш. (см. табл. 2). Особенно обширные и хорошо выраженные области убывания среднего количества общей облачности от весны к осени располагаются над Северо-В

сточной Африкой, югом Азии и значительной частью экватории Тихого океана.

Из данных, приведенных в последних трех столбцах табл. 2, следует, что над океанами в высоких и умеренных широтах среднее количество общей облачности осенью больше, чем весной. Это может найти объяснение в более высокой температуре поверхности океана осенью, по сравнению с весной [2, 3], и, следова-

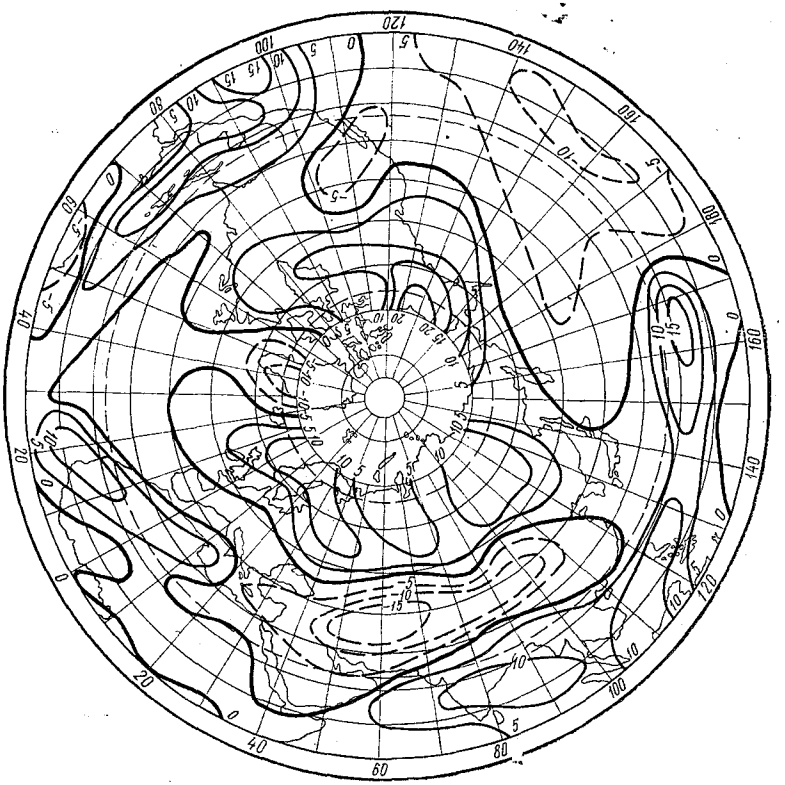


Рис. 3. Изменение среднего количества общей облачности от весны к осени

тельно, в более благоприятных условиях поступления водяного пара в атмосферу. Над континентами количество облачности осенью ощутимо больше, чем весной, севернее 50° с. ш., что связано с активизацией здесь циклонической деятельности в осенние месяцы. Зона меньшего чем весной количества общей облачности смещена в более высокие широты, что является следствием более северного положения области максимальных температур над

континентальной частью полушария осенью по сравнению с весной [9]. По этой же причине над континентами расширяется к северу приэкваториальная область высоких значений среднего количества общей облачности, которая весной остается вблизи экватора. Данные табл. 2 также показывают, что в среднем по полушарию отличия в значениях среднего количества общей облачности между весной и осенью (в сторону больших ее значений осенью) невелики, а над океанами их вообще нет.

Очевидно, что такая небольшая разница в средних по полушарию значениях количества общей облачности может быть связана или с примерно равной интенсивностью очагов положительных и отрицательных разностей при одинаковых площадях, ими занимаемых, или с тем, что различия в интенсивностях очагов компенсируются различием в занимаемых ими территориями. С целью выяснения этого обстоятельства обратимся к табл. 3.

Таблица 3

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

Широтная зона, град	О	К	П
60—70	47	78	64
50—60	62	98	75
40—50	49	53	51
30—40	22	36	30
20—30	32	62	53
10—20	56	93	84
0—10	85	89	88
0—70	51	71	65

Если рассмотреть распределение повторяемости положительных разностей среднего количества общей облачности между осенью и весной по десятиградусным широтным поясам, то можно заключить, что на большей части площади континентов, а также всего северного полушария среднее количество общей облачности осенью больше, чем весной. Исключение представляет только субтропическая область, где над континентами и в среднем по полушарию в широтной зоне 30—40° с. ш. положительные разности занимают меньшую площадь, чем отрицательные. Над океанами такое соотношение между площадями, занятыми положительными и отрицательными разностями, характерно для половины десятиградусных широтных поясов.

Таким образом, несмотря на то, что в среднем как по всему полушарию, так и над континентальной его частью, различия в среднем количестве общей облачности в переходные сезоны невелики, все же осенью примерно на 2/3 площади континентов и всего полушария среднее количество общей облачности больше, чем весной. Следовательно, осень в северном полушарии над континентами и в среднем по полушарию является более «облачным» сезоном, чем весна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов В. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, ч. I и II. — Л.: Гидрометеоиздат, 1952. — 287 с.
2. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. Изд. МО, 1977. — 306 с.
3. Атлас океанов. Тихий океан. Изд. МО, 1974. — 302 с.
4. Атлас синоптических характеристик северного полушария. Под ред. С. М. Простякова, ч. I. — М., НИИАК, 1964. — 169 с.
5. Воробьев В. И. Высотные фронтальные зоны северного полушария. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 231 с.
6. Воробьев В. И., Фадеев В. С. Характеристики облачного покрова Северного полушария по данным метеорологических спутников. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 172 с.
7. Дорджио В. А., Петросянц М. А. Летний антициклон над Тибетом. — ДАН УзССР. Ташкент, 1956, № 8, с.
8. Минина Л. С. Практика нефанализа. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970. — 336 с.
9. Сохрина Р. Ф., Челпанова О. М., Шарова В. Я. Давление воздуха, температура воздуха и атмосферные осадки северного полушария. Атлас карт. — Л.: Гидрометеоиздат, 1959. — 38 с.

УДК 551.501.776

Э. В. МАЛЬЦЕВ, В. С. ФАДЕЕВ (ВИКИ)

МЕТОДИКА ТИПИЗАЦИИ ПОЛЕЙ ОБЛАЧНОСТИ ПО ПОВТОРЯЕМОСТИ ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ

В некоторых задачах авиационной метеорологии возникает необходимость типизации полей облачности по повторяемости высоты нижней границы облаков (ВНГО). Например, при принятии решения об оборудовании некоторой совокупности аэродромов той или иной автоматизированной системой посадки может потребоваться проведение типизации полей облачности по условиям влияния на взлет и посадку. Проведение такой типизации позво-

лит решать вопрос о количестве и размещении соответствующей аппаратуры на аэродромах. Поскольку информация о повторяемости ВНГО может быть получена в результате обработки данных наблюдений на метеостанциях, то задача типизации полей облачности по сути сводится к задаче типизации метеостанций, по повторяемости ВНГО.

Предлагаемая методика основана на идеях алгоритма К-внутригрупповых средних [1]. Однако в отличие от этого алгоритма центры классов выбираются не произвольно, а в соответствии с некоторым правилом. Суть этого правила состоит в том, что центры классов выбираются из условия наиболее равномерного размещения на шкале расстояний.

Кроме того, в отличие от алгоритма К-внутригрупповых средних заранее не фиксируется число классов.

Исходными данными в методике являются:

а) совокупность $\{X_j\}_1^n$ m-мерных векторов, где n — число метеостанций, m — число градаций высоты нижней границы облачности (ВНГО); элементы любого вектора X_j, $j=1, \ldots, n$, $X_j=(x_{j1}, \ldots, x_{jm})$ — суть повторяемости высоты НГО в соответствующих градациях;

б) вид функции близости между векторами $\{X_j\}_1^n$.

Выбор вида функции близости (расстояния) определяется целью типизации.

Обычно функция расстояния задается одним из следующих способов:

$$R(X_i, X_j)=\frac{1}{m}\sum_{k=1}^{m}|x_{ik}-x_{jk}|; \tag{1}$$

$$R(X_i, X_j)=\max_{1\leqslant k\leqslant m}|x_{ik}-x_{jk}|; \tag{2}$$

$$R(X_i, X_j)=\left(\sum_{k=1}^{m}|x_{ik}-x_{jk}|^p\right)^{1/p}, \tag{3}$$

где p — натуральное число.

Очевидно, что расстояния, определенные формулами (1)—(3), удовлетворяют определению метрики m-мерного евклидового пространства. В дальнейшем расстояние между векторами X_i и X_j будем обозначать через $R(X_i, X_j)$.

Рассмотрим методику по этапам.

Шаг 1. Вычисляется матрица расстояний R:

$$R_{ij}=R(X_i, X_j). \tag{4}$$

Матрица R является симметрической с нулевыми элементами на главной диагонали. R может быть представлена в виде суммы двух треугольных матриц — верхней и нижней, причем каждая из последних матриц содержит всю информацию о расстояниях между элементами совокупности $\{X_j\}_1^n$.

Шаг 2. На данном шаге определяется шкала расстояний T:

$$T=R_{l_1 l_2}, \tag{5}$$

где $R_{l_1 l_2}=\max\limits_{1\leqslant i,\, j\leqslant n} R_{ij}$.

Таким образом, расстояние между двумя любыми элементами совокупности $\{X_j\}_1^n$ лежит в пределах от O до T.

Шаг 3. Определяются центры $B_1, \ldots, B_r$ $(B_i=(b_{i1}, \ldots, b_{im}))$ классов $A_3, \ldots, A_r$:

$$B_1=X_{k_1},$$

где X_{k_1} находится из условия:

$$\min_{1\leqslant j\leqslant n}\left|R(X_{l_1}, X_j)-\frac{T}{2r}\right|=\left|R(X_{l_1}, X_{k_1})-\frac{T}{2r}\right|.$$

Центры классов $B_2, \ldots, B_r$, определяются следующим образом: $B_p=X_{k_p}$, где X_{k_p} $(p=2, \ldots, r)$ находятся из условия:

$$\min_{1\leqslant j\leqslant n}\left|R(X_{l_1}, X_j)-\frac{T}{2r}(2p-1)\right|=\left|R(X_{l_1}, X_{p_M})-\frac{T}{2r}(2p-1)\right|.$$

Если окажется, что существуют i и $j\in 1, \ldots, r$; $i\neq j$ и $B_i=B_j$, то осуществляется переход к шагу 6, и P_r в этом случае определяется формулой

$$P_r=\frac{D_{r-1}}{D_1}+\frac{\ln r}{\ln n}.$$

Шаг 4. Формируются классы $A_1, \ldots, A_r$. Вектор X_i зачисляется в класс A_l $(l=1, \ldots, r)$, если

$$R(B_l, X_i)=\min_{1\leqslant k\leqslant r} R(B_k, X_i).$$

$$\{X_j\}_1^n=A_1 U A_2 U \ldots U A_r.$$

Шаг 5. Вычисляются новые центры $B_1^*, \ldots, B_r^*$ классов $A_1, \ldots, A_r$: $B_l^*=X_k$, (где $l=1, \ldots, r$ и $X_k\in A_l$), если

$$\min_{X_l\in A_l}\sum_{X_j\in A_l}\frac{1}{m-1}\sum_{p=1}^{m}(x_{ip}-x_{jp})^2=\sum_{X_j\in A_l}\frac{1}{m-1}\sum_{p=1}^{m}(x_{kp}-x_{jp})^2 \tag{6}$$

Если $B_i=B_i^*$, $i=1, \ldots, r$, то осуществляется переход к шагу 6, в противном случае, полагаем: $B_i=B_i^*$, $j=1, \ldots, r$ и осуществляется переход к шагу 3.

Шаг 6. Вычисляется показатель качества P_r разбиения исходной совокупности на r классов:

$$P_r = \frac{D_r}{D_1} + \frac{E_r}{E_p}, \tag{7}$$

где $D_r = \max\limits_{1 \leqslant l \leqslant r} \sum\limits_{X_j \in A_l} \frac{1}{m-1} \sum\limits_{p=1}^{m} (b_{lp} - x_{jp})^2$;

D_1 — определяется в соответствии с (6), когда $r=1$ и $A_1 = \{X_j\}_1^n$;

E_r — энтропия разбиения на r классов: $E_r = -\sum\limits_{i=1}^{N} \frac{1}{r_i} \ln r_i$, здесь r_i — число векторов, входящих в класс A_i;

$E_p = \ln n$. Если $r < n$, то полагаем $r = r+1$ и переходим к шагу 3.

Шаг 7. На данном шаге осуществляется выбор оптимальной типизации.

Оптимальной считается та типизация, при которой достигается минимальное значение $P_* = \min\limits_{1<r<n} P_r$.

Необходимо отметить, что первое слагаемое в правой части (7) учитывает компактность классов, второе — количество классов. С ростом числа классов они становятся более компактными. Однако, если количество классов велико, то полученная типизация будет близка к тривиальной (т. е. когда число классов близко к числу станций). При минимизации показателя качества (7) минимизируется одновременно и число классов и средняя внутригрупповая дисперсия.

Методика типизации (с функцией близости в виде (3)) реализована на языке PL — 1 в виде процедуры «TACSON». С помощью этой процедуры проводилась типизация 99 метеорологических станций Западной Европы [2] по повторяемости ВНГО. Типизация метеостанций для апреля позволила выявить пять типов метеостанций. Результаты типизации представлены на рисунке.

Первый тип (класс) характеризуется крайне неравномерным распределением повторяемости ВНГО. Максимум повторяемости (50%) приходится на диапазон 1000—1500 м.

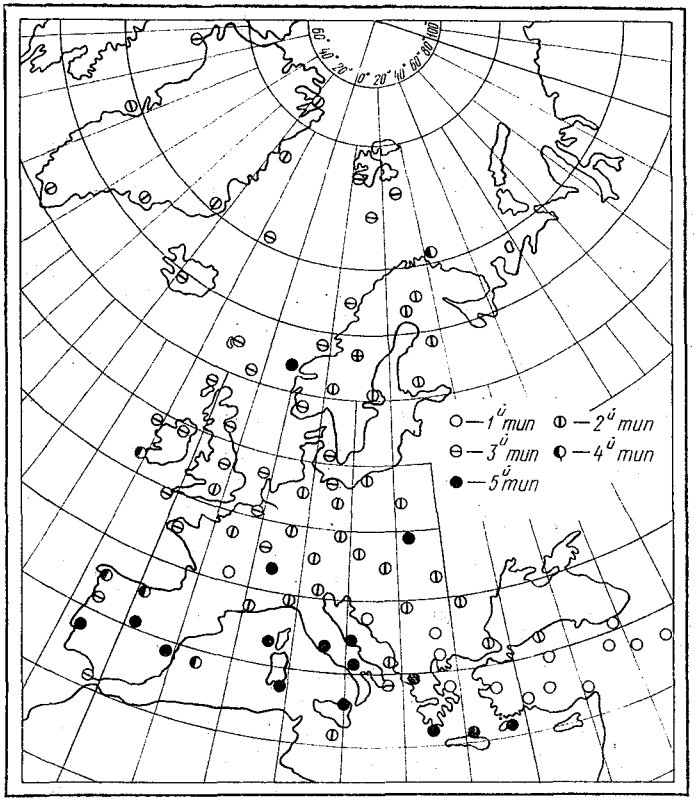
Для второго типа распределение повторяемостей ВНГО близко к равномерному. В 50% случаев ВНГО находится в пределах 200—2000 м.

Для третьего типа как и для первого характерно неравномерное распределение повторяемостей ВНГО. Однако максимум (>50%) приходится на диапазон 300—1000 м.

Четвертый тип характеризуется практическим отсутствием облачности с ВНГО менее 300 м. Максимум повторяемости ВНГО (50%) приходится на диапазон 600—1000 м.

Для пятого типа максимум повторяемости ВНГО (50%) лежит в диапазоне 600—1500 м. Для этого типа характерно (в отличие от других типов) наличие значительного количества (20%) облачности с ВНГО более 2500 м.

Таким образом, выявленные в результате применения данной методики типы полей облачности обладают характерными различиями, что свидетельствует о пригодности ее к решению задачи типизации.



Результаты типизации метеорологических станций по повторяемости высоты нижней границы облаков

В заключение следует отметить, что методика может быть использована для типизации полей облачности и по другим показателям, например, по повторяемости форм облачности или по повторяемости различных градаций количества облачности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ту Дж., Гонсалес Р. Теория распознавания образов. — М.: Мир, 1979. — 411 с.
2. Авиационно-климатические характеристики зарубежных стран. Выпуск I. Западная Европа. Том I. Облачность. — Обнинск, 1980, с. 85—90.

УДК 551.501.776

Л. Г. ШУСТЕР (ВИКИ)

ОЦЕНКА ВЕРОЯТНОСТИ ПОКРЫТИЯ СПЛОШНЫМ ОБЛАЧНЫМ ПОЛЕМ ПРОТЯЖЕННЫХ УЧАСТКОВ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Для решения ряда прикладных задач необходимы сведения о вероятности «накрытия» участка земной поверхности, имеющего форму узкой прямолинейной полосы, одним облачным полем (когда во всех точках этой полосы одновременно наблюдается 10-балльная облачность).

Очевидно, что получение оценок указанной вероятности возможно путем непосредственного подсчета повторяемости накрытия данного участка земной поверхности облачным полем на массовом материале наблюдений за облачностью. К сожалению, данные наземных станций для этой цели (в силу дискретности сети станций) малопригодны, а архивы спутниковых фотографий имеют в настоящее время относительно малый объем. Поэтому найденные указанным путем выборочные оценки вероятностей накрытия различных участков земной поверхности будут неизбежно иметь низкую статистическую значимость.

Вместе с тем в ряде научных публикаций последних лет [1—8 10 и др.] приводятся достаточно надежные статистические оценки характерных размеров зон слоистообразной и кучевообразной облачности, исходя из которых можно рассчитать вероятности накрытия облачностью участков земной поверхности заданной длины l в различных регионах.

В работе [9] в этих целях облачные поля аппроксимировались равными им по площади кругами с центрами в центрах «тяжести» соответствующих полей. Ниже предпринимается основанная на той же аппроксимации попытка оценки вероятностей накрытия отрезков земной поверхности фронтальными облачными полями и отдельными конвективными облаками в различных географических районах.

Итак, принимается, что преобладающая форма зон сплошной облачности близка к круговой, а повторяемость (эмпирическая вероятность) зон с характерным радиусом R_i составляет δ_i, $i=1(1)n$. Требуется определить вероятность Θ того, что сплошное облачное поле S, обнаруженное в точке наблюдения B (рис. 1), накроет точку, удаленную от B на расстояние l (а следовательно и весь отрезок l).

При решении задачи возможно три варианта. Рассмотрим их в отдельности.

Вариант 1. $R>l$. Как видно из рис. 1, при удалении точки наблюдения B от центра облачного поля на расстояние $L<(R-l)$ объект всегда будет расположен внутри круга S, и вероятность его закрытия этим облачным полем $p=1$. При $L>(R-l)$ соответствующая вероятность равна $p=\frac{\alpha}{\pi}$ (α — в радианах).

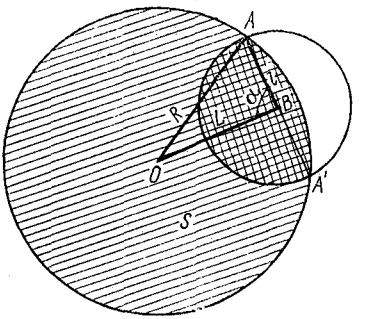


Рис. 1. Геометрическая интерпретация вероятности покрытия элементарного прямоугольного участка земной поверхности облаками

С другой стороны, вероятность того, что точка наблюдения B попадает в кольцо шириной dL, удаленное от точки O на расстояние L, очевидно, составит

$$q=\frac{2}{R^2}\,LdL,$$

и, таким образом, интегральная вероятность P может быть найдена из выражения

$$P=\int_0^R pq=\int_0^{R-l}\frac{2}{R^2}\,LdL+\int_{R-l}^{R}\frac{\alpha}{\pi}\,\frac{2}{R^2}\,LdL. \qquad (1)$$

Первый интеграл правой части (1) дает

$$I_1=\int_0^{R-l}\frac{2}{R^2}\,LdL=\left(\frac{R-l}{R}\right)^2.$$

Второй интеграл удобно вначале преобразовать следующим образом:

$$I_2 = \frac{2}{\pi R^2} \int_{R-l}^{R} L \arccos \left(\frac{L^2 + l^2 - R^2}{2Ll} \right) dL =$$

$$= \frac{2}{\pi R^2} \left[\frac{L^2}{2} \arccos \left(\frac{L^2 + l^2 - R^2}{2Ll} \right) \right]_{R-l}^{R} +$$

$$+ \frac{2}{\pi R^2} \int_{R-l}^{R} \frac{L}{2} \frac{L^2 - l^2 + R^2}{\sqrt{4L^2 l^2 - (L^2 + l^2 - R^2)^2}} dL = \frac{1}{\pi} \arccos \left(\frac{l}{2R} \right) -$$

$$- \frac{1}{\pi} \arccos(-1) + \frac{1}{2\pi R^2} \int_{R-l}^{R} \frac{L^2}{[-L^4 + 2L^2 (l^2 + R^2) - (l^2 - R^2)^2]^{1/2}} dL +$$

$$+ \frac{R^2 - l^2}{2\pi R^2} \int_{R-l}^{R} \frac{dL}{[-L^4 + 2L^2 (l^2 + R^2) - (l^2 - R^2)^2]^{1/2}}.$$

Выполнив интегрирование, после подстановки пределов получим

$$P = \frac{2}{\pi} \arccos \frac{k}{2} - \frac{1}{2\pi} \kappa \sqrt{4 - \kappa^2}, \tag{2}$$

где $k = \frac{l}{R}$.

Вариант 2. $R < l < 2R$. При $L < (l - R)$ имеем, что $p = 0$, и, таким образом, для интегральной вероятности получаем выражение

$$P = \int_{l-R}^{R} \frac{\alpha}{\pi} \frac{2}{R^2} L dL. \tag{3}$$

Взяв интеграл (3), после преобразований, аналогичных с вариантом 1, и подстановки пределов, найдем для P выражение. совпадающее с (2).

Вариант 3. $l > 2R$. При любом $L < R$ $p = 0$ и, следовательно, интегральная вероятность

$$P = 0. \tag{4}$$

Искомая условная вероятность Θ теперь может быть найдена если определить по формулам (2) и (4) значения P_i для различных размеров облачных полей R_i, $i = 1(1)\,n$ и заданного удаления точки измерений (наблюдений) от объекта, как сумма

$$\theta = \sum_{i=1}^{n} P_i \delta_i. \tag{5}$$

Для удобства расчетов на рис. 2 приведен график функции $P=f(k)$, построенный по формуле (2).

В качестве исходной информации при оценке вероятности накрытия протяженных участков земной поверхности сплошным облачным полем были использованы распределения повторяемостей горизонтальной протяженности полей сплошной облачности, полученные В. Я. Лобановой [1] для центральных месяцев сезонов в девяти районах северного полушария. Площадь каждого района составляла около 2,5 млн. км^2. Пять районов (с первого по пятый) расположены на территории Евразии, четыре (с шестого по девятый) — на территории Северной Америки с прилегающими к ней областями акватории Атлантического и Тихого океанов. В табл. 1 приведены географические координаты центров избранных районов.

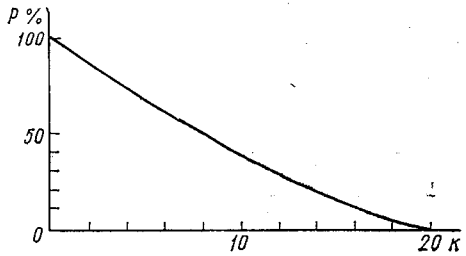


Рис. 2. Зависимость вероятности покрытия от отношения длины участка земной поверхности к характерному радиусу зон сплошной облачности

Таблица 1

Географические координаты (град.) центров избранных районов

Район	Евразия		Район	Северная Америка	
	φ° с. ш.	λ° в. д.		φ° с. ш.	λ° з. д.
1	55	35	6	40	125
2	45	65	7	40	108
3	60	80	8	43	87
4	55	110	9	35	77
5	60	140			

Таблица 2

Условная вероятность (%) накрытия отрезка l сплошным облачным полем для января (числитель) и июля (знаменатель)

Районы	Расстояние l, тыс. км									
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	1,0	1,5	2,0	3,0	γ
Евразия										
1	94/86	90/74	85/62	80/52	75/43	58/19	45/8	31/4	19/1	0,553/1,656
2	94/85	88/72	81/60	73/50	69/40	48/17	32/7	22/3	11/1	0,744/1,785
3	96/88	92/76	88/65	84/55	79/45	64/20	52/12	40/5	20/2	0,445/1,500
4	94/88	88/76	82/66	77/56	73/46	51/22	40/11	27/6	14/2	0,630/1,500
5	93/90	85/80	78/71	71/61	64/54	41/29	26/16	17/9	7/3	0,882/1,200
Северная Америка										
6	93/92	87/84	80/75	74/71	68/64	46/41	30/25	20/15	9/6	0,780/0,900
7	95/86	89/75	84/63	79/52	72/44	53/18	36/7	24/2	10/0	0,670/1,656
8	95/86	90/74	85/63	81/54	76/46	56/20	41/9	30/2	14/0	0,602/1,550
9	94/86	89/73	83/64	78/54	72/46	53/20	38/9	27/2	13/0	0,666/1,550

Рассчитанные по этим исходным данным оценки условных вероятностей накрытия протяженных участков земной поверхности длиной l сплошным облачным полем приведены в табл. 2. Из этой таблицы видно, что накрытие отрезка l сплошным облачным полем в январе более вероятно, чем в июле во всех девяти избранных районах северного полушария.

С увеличением расстояния от исходного пункта наблюдения вероятность накрытия отрезка l сплошным облачным полем в июле убывает быстрее, чем в январе. Так, например, для районов 1,3 при $l=500$ км вероятность накрытия этого отрезка сплошным облачным полем равна в январе 76 и 79%, а в июле 43 и 45% соответственно. Вероятность накрытия отрезка $l=500$ км сплошным облачным полем в январе во всех районах значительно превышает 50%; в июле она больше 50% лишь в районах 5 и 6. Если в январе вероятность накрытия отрезка $l=1000$ км сплошным облачным полем в шести районах из девяти выше 50%, то в июле во всех районах она значительно меньше 50%. Объясняется это тем, что в январе во всех районах максимум повторяемости горизонтальной протяженности зон сплошной облачности приходится на градации 6...10, 10...15 и 15...20 млн. км^2, а в июле — на градации 1, 1...3 и 3...6 млн. км^2.

По рассчитанным распределениям условной вероятности и известной безусловной вероятности сплошной облачности в пункте наблюдения (1-й столбец табл. 3) для каждого района были вычислены оценки безусловной вероятности совместного накрытия сплошным облачным полем исходного пункта наблюдения и объекта (пункта), удаленного от исходного на расстояние l.

Для оценки возможности накрытия участков земной поверхности малой протяженности, соизмеримой с горизонтальными размерами кучевых облаков, были использованы распределения повторяемостей облаков кучевых форм различной горизонтальной протяженности, полученные автором для средних широт северного полушария. Вычисленные по этим исходным данным оценки условной вероятности накрытия кучевыми облаками отрезка l приведены в табл. 4. Из этой таблицы следует, что с увеличением расстояния l от исходного пункта наблюдения вероятность Θ резко убывает (уже при $l=5$ км она принимает значение, равное 1%).

Для сжатия информации о вероятности накрытия отрезка l сплошным облачным полем и удобства ее представления в различных моделях применена аппроксимация экспоненциальной зависимостью $\Theta(l)=\exp(-\gamma l)$. Значения параметра структуры γ приведены в последнем столбце табл. 2. Для облаков кучевых форм $\Theta(l)=\exp(-0{,}815l)$. Средняя квадратическая ошибка аппроксимации не превышает 2%.

Разработанный подход к оценке вероятности накрытия отрезка l сплошным облачным полем и отдельными конвективными облаками может быть применен и для оценки вероятности наблюдения

Таблица 3

Безусловная вероятность (%) накрытия отрезка l сплошным облачным полем для января (числитель) и июля (знаменатель)

Район	Расстояние l, тыс. км									
	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	1,0	1,5	2,0	3,0
Евразия										
1	66/22	62/19	59/16	56/14	53/11	50/9	38/4	30/2	20/1	12/0
2	52/15	49/13	46/11	42/9	38/8	36/6	25/3	17/1	11/0	6/0
3	57/35	55/31	52/27	50/23	48/19	45/16	36/7	30/4	23/2	11/1
4	49/42	46/37	43/32	40/28	38/24	36/19	25/9	20/5	13/2	7/1
5	35/42	32/38	30/34	27/30	25/26	22/23	14/12	9/7	6/4	2/1
Северная Америка										
6	30/36	28/33	26/30	24/27	22/26	20/23	14/15	9/9	6/5	3/2
7	17/14	16/12	15/11	14/9	13/7	12/6	9/3	6/1	4/0	2/0
8	30/13	29/11	27/9	26/8	24/7	23/6	17/3	12/1	9/0	4/0
9	30/10	28/9	27/7	25/6	23/5	22/5	16/2	11/1	8/0	4/0

отрезка земной поверхности заданной длины l (например, взлетно-посадочной полосы аэродрома), если известны характерная форма и повторяемость различных размеров безоблачных зон (просветов, прослоек) для соответствующего района (территории).

Таблица 4

Условная вероятность (%) накрытия отрезка l кучевым облаком

l, км	0,0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5
θ, %	100	86	73	62	53	31	20	12	8	5	3	2	1	1

ЛИТЕРАТУРА

1. Лобанова В. Я. Горизонтальная протяженность облачных полей по данным спутниковой информации. — Тр. НИИАК, 1971, вып. 78, с. 45—56.
2. Спиридонова Ю. В. Масштабы облачных образований и классификация облачных полей по данным ИСЗ. — Тр. ВНИИГМИ — МЦД, 1976, с. 63—78.
3. Коленкова С. И., Литвинов И. В. К вопросу о горизонтальных размерах слоистообразных облаков. — Метеорология и гидрология, 1976, № 9, с. 42—46.
4. Матвеев Л. Т. Динамика облаков. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 312 с.
5. Дубровина Л. С. Облака и осадки по данным самолетного зондирования. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 216 с.
6. Радиация в облачной атмосфере. (Под ред. Е. М. Фейгельсон.) — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 280 с.
7. Кондратьев К. Я. Спутниковая климатология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1983. — 263 с.
8. Мазин И. П., Шметер Е. М. Облака, строение и физика образования. — Л.: Гидрометеоиздат, 1983. — 279 с.
9. Волконский Ю. Н. О точности экстраполяции метеорологических характеристик, имеющих очаговое распределение. — Тр. ЛКВВИА им. А. Ф. Можайского, 1962, вып. 430, с. 35—37.
10. Plank V. G. The size distributions of cumulus clouds in representative Florida populations. — J. Meteorol., 1969, vol. 8, № 1, p. 46—67.

УДК 551.515.5

Ю. Л. МАТВЕЕВ (ЛГМИ)

ПЛОТНОСТЬ И ФУНКЦИИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОЛИЧЕСТВА ОБЛАКОВ

Поле облачности отличается чрезвычайной пространственной и временной изменчивостью. Поэтому при использовании харак-

теристик поля облачности большое значение имеет выбор масштаба пространственного и временного осреднения [1, 4, 9, 10]. Особенно это важно для одной из наиболее информативных статистических характеристик поля облачности — функции распределения количества облаков. По данным наблюдений с поверхности земли распределение количества облаков f наиболее часто имеет вид U-образной кривой [3, 8]. В то же время обработка наблюдений за облачностью со спутников показала: распределения U-образного типа практически отсутствуют [2, 6], а преобладают распределения куполообразного типа.

Это противоречие объясняется тем, что распределение f существенно зависит от размера площади, использующейся при определении количества облаков. Если f определяется в точке (при наблюдении с земли — в зените), то могут наблюдаться только два состояния: сплошная облачность ($f=10$ баллов) и ясно ($f=0$). С другой стороны, если площадь, охваченная наблюдением, достаточно велика, например, все полушарие, то количество облаков будет во всех случаях близко к ее среднему значению (4—6 баллов), а вероятность малых (0—2 балла) и больших (8—10 баллов) значений f будет ничтожно мала.

Для получения экспериментальных данных о функциях распределения f привлечены фотографии облачного покрова. С помощью палетки количество облаков определялось как доля сферического квадрата, занятая облачностью. Размеры квадратов с общим центром изменялись от квадрата $0{,}5\times0{,}5°$ до квадрата $10\times10°$.

В табл. 1 приводятся данные о повторяемости (плотности вероятностей) различных количеств облаков на Европейской части СССР летом 1980 г. (число случаев — 1512). Видно, что при определении f в точке (зените) встречаются два состояния: облачно и ясно. При этом велика повторяемость малооблачной погоды. При малых размерах квадратов повторяемость облачности 0—2 балла изменяется (постепенно понижаясь) от 74% при наблюдении в точке (надире) до 61% для квадрата $2\times2°$, а повторяемость облачности 8—10 баллов — от 26 до 18% соответственно. Распределение f в квадрате $0{,}5\times0{,}5°$ носит строго U-образный характер — максимум приходится на 0 (50%) и 10 баллов (11%), минимум — на 5 баллов (0,3%). По мере увеличения размера квадрата максимумы повторяемости уменьшаются и постепенно смещаются первый (главный) максимум в сторону больших значений f, второй — в сторону меньших f. В квадрате $8\times8°$ первый максимум (равный 20%) приходится на 2 балла, а второй (8%) — на 8 баллов; в квадрате $10\times10°$ эти максимумы (равные 23 и 7%) приходятся на 3 и 8 баллов. Поскольку второй максимум мало отличается от соседних значений, то распределение в случае больших квадратов, начиная с $6\times6°$, можно считать практически куполообразным, хотя слияние максимумов наступает при несколько больших квадратах, используемых для оценки f.

Таблица 1

Эмпирическая плотность распределения (%) количества облаков. Лето (число случаев — 1512)

Квадрат	Количество облаков, баллы										
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	74	—	—	—	—	—	—	—	—	—	26
0,5×0,5°	50	12	10	2	1	0	1	2	2	9	11
1×1°	39	18	9	6	2	1	2	2	3	9	9
2×2°	25	24	12	9	4	2	2	3	5	9	4
4×4°	12	27	15	14	6	3	3	4	7	8	1
6×6°	5	25	18	15	10	5	4	5	6	6	0
8×8°	2	20	20	18	12	6	5	5	8	3	0
10×10°	2	18	19	23	12	8	6	6	7	2	0

Сведения о среднем значении $\overline{f}$, стандарте σ_f, асимметрии A_f, эксцессе $Э_f$ для выборок, данные о плотности распределения которых P содержатся в табл. 1, приведены в табл. 2. Из табл. 2 видно, что с увеличением размеров квадрата среднее значение $\overline{f}$ растет, стандарт σ_f существенно уменьшается (почти в 2 раза при переходе от квадрата 0,5×0,5° к 10×10°). Асимметрия летом для всех квадратов положительна ($A_f>0$). Поскольку абсолютные значения A_f и $Э_f$ существенно больше нуля, то распределение облачности не описывается нормальным (гауссовым) законом (для которого, как известно, $A_f=Э_f=0$). С увеличением размера площади абсолютные значения A_f и $Э_f$, как правило, уменьшаются (особенно $Э_f$). Это означает, что распределение приближается к нормальному.

Таблица 2

Моменты распределения количества облаков. Лето (число случаев — 1512)

Моменты	Размер квадрата							
	0	0,5×0,5°	1×1°	2×2°	4×4°	6×6°	8×8°	10×10°
$\overline{f}$, балл	2,6	2,7	2,9	3,0	3,2	3,4	3,5	3,6
σ_f, балл	4,4	3,8	3,6	3,3	2,9	2,6	2,4	2,2
A_f	—	1,1	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,7
$Э_f$	—	—0,6	—0,7	—0,6	—0,5	—0,4	—0,4	—0,4

Для параметризации (сглаживания) эмпирических плотности и функции распределения f было использовано несколько функций — обобщенная логарифмически-нормальная, линейная, степенная, экспоненциальная, Грамма—Шарлье, Пирсона и другие. В лучшем согласии с опытными данными оказалась аппроксимация с помощью обобщенного логнормального распределения (Джонсона), плотность которого имеет вид

$$P(f)=\frac{\lambda}{\sigma_f z\sqrt{2\pi}}\exp\left[-\frac{(\eta-\bar{\eta})^2}{2\sigma_\eta^2}\right], \qquad (1)$$

где $\eta=\ln\frac{f-\mu}{\lambda+\mu-f}$, η и σ_η^2 — среднее значение и дисперсия новой независимой переменной; $z=(f-\mu)(\lambda+\mu-f)$.

Описание двух методов аппроксимации распределений облачности, основанных на обобщенном логнормальном распределении (1), а также анализ эмпирических и теоретических функций распределения для различных квадратов в разные месяцы года обсуждаются в работах [5—7].

Приведем еще некоторые соображения относительно смысла параметров a и b логнормального распределения, связанных с независимой переменной $\bar{\eta}$ формулой

$$y_f=\frac{\eta-\bar{\eta}}{\sigma_\eta}=a+b\ln\frac{f+1}{10-f}. \qquad (2)$$

Нетрудно видеть, что параметр a определяет значение функции распределения при количестве облаков $f^*=4{,}5$ балла. При таком значении f отношение $\frac{f+1}{10-f}=\frac{4{,}5+1}{10-4{,}5}=1$, переменная $y_{f^*}=a$ и функция распределения

$$F(y_{f^*})=\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\int_{-\infty}^{a}\exp\left(-\frac{t^2}{2}\right)dt.$$

Если $a=0$, то $F(y_{f^*})=0{,}5=50\%$.

Таким образом, для той выборки, для которой $a<0$, мала (меньше 50%) повторяемость малооблачной ($f<f^*=4{,}5$ балла) погоды и велика (больше 50%) повторяемость значительной облачности ($f>f^*=4{,}5$ балла). При $a>0$, наоборот, велика (больше 50%) повторяемость незначительной ($f<f^*$) и мала (меньше 50%) повторяемость значительной ($f>f^*$) облачности.

Для выяснения смысла параметра b введем такое значение количества облаков, при котором переменная y_f равна $a+b$: $y_{f''}=a+b$. Для этого необходимо положить $(f''+1)/(10-f'')$

$=l=2{,}72\ldots$; отсюда $f''=7{,}04\approx 7$ баллов. Функция распределения при $f=f''$

$$F(y_{f''})=\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\int\limits_{-\infty}^{a+b}\exp\left(-\frac{t^2}{2}\right)dt$$

или

$$F(y_{f''})=F(y_{f*})+\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\int\limits_{a}^{a+b}\exp\left(-\frac{t^2}{2}\right)dt,$$

где $F(y_{f*})$ — значение функции распределения при $f=f^*$.

Параметры логнормального распределения средних по сезонам зональных количеств облаков. Северное полушарие (З — зима В — весна, О — осень, Л — лето)

Широта, град.	$10^2\ a$				$10^2\ b$			
	З	В	Л	О	З	В	Л	О
85 с. ш.	57	50	—12	8	37	38	45	40
80	48	41	—12	3	35	39	44	41
75	35	30	—15	— 8	36	41	43	42
70	24	19	—20	—21	36	42	45	43
65	8	4	—29	—34	37	46	50	45
60	—12	—15	—38	—45	42	49	50	48
55	—27	—29	—40	—47	45	51	52	50
50	—36	—28	—36	—33	49	52	50	48
45	—36	—22	—17	—14	51	52	48	46
40	—27	—13	2	0	52	53	48	48
35	—14	— 1	17	12	53	54	53	43
30	8	15	21	30	47	53	51	51
25	24	29	21	32	53	57	54	53
20	36	41	11	30	59	61	57	56
15	39	41	— 5	12	65	66	65	62
10	28	12	—33	—14	69	72	69	61
5	—15	—22	—40	—33	74	77	71	70
0	—14	—14	—20	—18	78	79	73	71

Таким образом, параметр b характеризует при заданном a зность между значениями F при $f''\approx 7$ баллов и $f^*=4{,}5$ балла.

В качестве примера проанализируем параметры a и b (табл. 3) общенного логнормального распределения F, аппроксимирую-

щего эмпирические функции распределения, осредненных по кругам широт и сезонам года за 1966—1975 г. ежедневных данных наблюдений со спутников за облачностью северного полушария по сферическим квадратам 5° по долготе на 10° по широте, приведенные в работе [7]. Из оценки знака параметра a следует, что в умеренных широтах (от 60 до 40°) и в экваториальной области (0—5°) повторяемость малооблачной погоды ($f<f^*=4{,}5$ балла) во все сезоны года меньше 50% (поскольку здесь $a<0$), а в субтропической области (20—30°) больше 50% (ибо $a>0$). В субполярной и полярной области ($\varphi>65°$) зимой и весной преобладает облачность меньше 4,5 балла, летом — больше 4,5 балла. Можно также отметить, что область с преобладанием облачности больше 4,5 балла летом, под влиянием смещения к северу внутритропической зоны конвергенции, более обширна (до 17,5° с. ш.), чем зимой (до 7,5° с. ш.).

Другой параметр (b) логнормального распределения с уменьшением широты, как правило (за редким исключением), увеличивается. Из приведенных выше рассуждений следует, что в низких широтах значения функции распределения при $f''\approx 7$ баллов и $f^*=4{,}5$ балла, равно как при f^* и $f\approx 2$ балла (а следовательно, повторяемость градаций от f' до f^* и от f^* до f'') различаются между собой больше, чем в умеренных и высоких широтах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васте О. А., Кярнер О. Ю., Ламден К. С., Шифрин К. С. Статистические характеристики облачности и суммарной радиации над различными акваториями мирового океана. — В сб.: Оптика океана и атмосферы, ИОАН им. П. П. Ширшова. — М.: Наука, 1981, с. 194—229.
2. Атлас климатических характеристик облачности по данным ИСЗ. Под ред. В. И. Титова. — М.: Гидрометеоиздат, 1980. — 290 с.
3. Берлянд Т. Г., Строкина Л. А. Глобальные распределения общего количества облаков. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 70 с.
4. Воробьев В. И., Фадеев В. С. Характеристики облачного покрова северного полушария по данным метеорологических спутников. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 172 с.
5. Матвеев Ю. Л. Статистические характеристики глобального поля облачности. Материалы семинара: Атмосфера — океан — космос. (Под рук. акад. Г. И. Марчука). Препринт № 15. М., ВИНИТИ, 1981. — 27 с.
6. Матвеев Ю. Л. Зависимость функций распределения количества облаков от площади осреднения и их параметризация. — В сб.: Основные вопросы метеообеспечения гражданской авиации. Л., ОЛАГА, 1982, с. 122—127.
7. Матвеев Ю. Л. Физико-статистическое исследование глобального поля облачности. Дисс. на соиск. учен. степени канд. физ.-мат. наук. [Рукопись]. Л., 1983. — 175 с. (ЛГМИ).
8. Barrett E. C., Grant C. K. Relations between frequency distributions of cloud over the United Kingdom based on conventional observations and imagery from Landsat — 2. «Weather», 1979, vol. 34, N 11, p. 416—423.
9. Hughes N. A., Henderson — Sellers A. The effect of spatial and temporal averaging on sampling stratagies for cloud amount data. «Bull. Amer. Meteolor. Soc.» 1983, vol. 64, N 3, p. 250—257.
10. Raju A. S. N., Kumar K. Karuna. Comparison of point cloudiness and sunshine derived cloud cover in India. «Pure and Appl. Geophys.» 1982, vol. 120, N 3, p. 945—502.

УДК 551.509.3

К. В. КОНДРАТОВИЧ, Л. А. МАРТЫНЮК, С. Ф. ЧАНИЛОВА (ЛГМИ)

О ДИАГНОЗЕ ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ ЭПОХ

Уже с конца прошлого века метеорологи установили, что в современном климате существуют тренды, временной масштаб которых соизмерим с десятилетиями. В большинстве публикаций речь шла об изменениях осредненных значений температуры воздуха, причем по времени осреднение производилось за несколько десятилетий, а пространственно — по группе станций определенного региона [4].

В последующем аналогичный прием был распространен на характеристики атмосферного давления [2, 4, 7], температуры воды в Атлантике [7, 9]. Обширную информацию дали исследования движений ледников [4, 5], данные дендрологии [4, 13] и т. д. Анализ стал более полным и уже включал географическое представление соответствующих климатических тенденций.

Сеть многолетних метеорологических наблюдений, использование ЭВМ и создание физических и гидродинамических моделей климата и атмосферной циркуляции создали предпосылки для решения проблемы современных изменений климата. Прикладное и научное значение правильного решения этой проблемы для планового развития народного хозяйства всех стран невозможно переоценить. Между тем стало очевидно, что климатические тренды обнаруживаются не только в ходе метеорологических элементов, но и в изменениях режима атмосферной циркуляции.

Как известно, в синоптической метеорологии получили широкое распространение различные классификации атмосферных макропроцессов. В отличие от гидродинамических и математических моделей, которые могут «оторваться» от описания реального режима атмосферной циркуляции и фиксировать абстрактно возможные варианты развития, классификации атмосферных процессов фиксируют только варианты фактического поведения атмосферы. Бóльшая часть классификаций региональна и призвана обеспечить совершенствование анализа синоптической обстановки и прогнозов погоды в «рабочем районе». Созданы, однако, и крупномасштабные классификации, с помощью которых исследуются закономерности преобразований атмосферных процессов в масштабе полушария или его крупных частей. Каталоги классификаций Г. Я. Вангенгейма — А. А. Гирса и Б. Л. Дзердзеевского получены за 80—90 лет [4, 5, 8].

И А. А. Гирс, и Б. Л. Дзердзеевский обнаружили длительные изменения в частоте появления типов атмосферных процессов. Периоды, в которые соответственно возрастает повторяемость зональных или меридиональных типов макропроцессов, получили название циркуляционных эпох.

В классификации Вангенгейма — Гирса отнесение элементарного синоптического процесса к одной из форм циркуляции производится с учетом преобладающих тропосферных переносов. Согласно исследованиям Гирса [4] установлена следующая схема преемственности «циркуляционных эпох»: 1891—1899 (W+C)→→1900—1928 (W)→1929—1939 (E)→1940—1948 (C)→1949—1983 (E+C). Принадлежность года к «эпохе» определяется фактом превышения повторяемости одной или двух форм многолетней годовой «нормы». Наиболее примечательной особенностью схемы Гирса является более частая, по сравнению с нормой, повторяемость процессов западной формы W в первой четверти века (до 1928 г.).

В последующие годы «больше нормы» были развиты процессы E и C, представляющие меридиональное состояние атмосферной циркуляции. Гирс связывает переход от преимущественно зонального состояния атмосферы к меридиональному с влиянием внешнего фактора — солнечной активности. Максимум «векового» цикла солнечной активности, совпавшей с максимумом 11-летнего цикла, имел место в 1957 г. Последующие годы приходятся на ветвь спада «векового» (80—90 лет) цикла, но в целом уровень активности Солнца еще был высоким. Гипотеза Гирса о гелиообусловленности циркуляционных эпох предусматривает нарастание процессов W в I секторе и процессов З во II секторе северного полушария. Наряду с солнечной активностью Гирс полагал необходимым учитывать влияние долгопериодной нутации полюсов и приливообразующих сил. Оценки тенденций развития этих внешних факторов и результаты синоптико-статистических сопоставлений были положены в основу сверхдолгосрочного прогноза форм циркуляции. Период с 1975 по 1986 гг. должен характеризоваться развитием процессов W+C в I секторе и процессов M_1 и M_2 — во II секторе. С 1986 по 1996 гг. в I секторе прогнозируется комбинированная циркуляция W+C, во II секторе — M_1+ $+M_2$.

Иной подход к выделению меридионального и зонального состояния атмосферы на полушарии разработан Б. Л. Дзердзеевским. Им развиты диагностические положения школы Мультановского, согласно которым главным критерием меридиональности являются полярные антициклонические вторжения. Всего на пространстве внетропических широт полушария Дзердзеевский выделил 13 типов «элементарных циркуляционных механизмов», для каждого из них построена схема локализации и движения барических систем. Еще один признак меридиональности ЭЦМ — выход южных циклонов. Выделено четыре основных группы макро-

процессов: зональная циркуляция, с нарушением зональности (одно вторжение из Арктики), меридиональные северные (два-четыре полярных вторжения) и меридиональные южные (полярные вторжения отсутствуют, но осуществляется выход двух-четырех южных циклонов). Дзердзеевский выделил две циркуляционные эпохи в макропроцессах северного полушария: меридиональную (1901—1920 гг.) и зональную (1920—1950 гг.).

Таким образом, диагностические выводы о характере долговременных изменений атмосферной циркуляции атмосферы у двух крупных ученых А. А. Гирса и Б. Л. Дзердзеевского явно не совпадают и даже являются противоположными [4. 5, 9]. По-видимому, причина несовпадающих выводов непосредственно связана с диагностическими критериями, и без количественных оценок воздушных переносов рассматриваемого противоречия не разрешить.

Определенный шаг в направлении учета интенсивности зональных и меридиональных переносов был осуществлен в исследованиях А. Л. Каца. Предложенная им классификация форм циркуляции в европейском синоптическом районе (I е. с. районе по С. Т. Пагаве [5]) опирается на сопоставление количественных оценок воздушных переносов — индексов зональной и меридиональной циркуляции. Мерой интенсивности циркуляции призвано служить количество воздуха, переносимое над определенным районом в зональном и меридиональном направлениях. В рамках геострофического приближения оно пропорционально градиентам давления или геопотенциала. Подсчет градиентов по картам (пересечений изобар или изогипс с фиксированным числом отрезков меридианов и параллелей) или снятие значений давления или геопотенциала в узлах регулярной сетки позволяет использовать ряд индексов. По существу эта система индексов предложена А. Л. Кацем, [6], но сам он при классификации атмосферных процессов рассматривал соотношение индекса преобладающей зональной циркуляции $J'_З$ и индекса меридионального воздухообмена $J_М$. Всю систему индексов $J'_З$, $J_З$, $J'_М$, $J_М$ применительно к анализу атмосферной циркуляции в атлантическом секторе полушария использовали К. В. Кондратович и его коллеги [2, 7]. Индекс преобладающего зонального переноса над некоторым районом $J'_З = J_{ЗЗ} - J_{ЗВ}$, т. е. является разностью западных и восточных переносов. Над крупными регионами вследствие преобладания западных переносов во внетропической зоне индекс $J'_З > 0$. Количественной мерой интенсивности зонального воздухообмена будет индекс $J_З = J_{ЗЗ} + J_{ЗВ}$, т. е. сумма западных и восточных переносов. Этот индекс А. Л. Кацем не использовался. Подобным же образом рассчитывается индекс преобладающей меридиональной циркуляции $J'_М = J_{М.Ю} - J_{МС}$ (разность южных и северных выносов) и индекс меридионального воздухообмена $J_М = J_{М.Ю} + J_{МС}$ (сумма южных и северных переносов).

При классификации атмосферных макропроцессов Кац рассматривал отношение $J = J_М / J'_З$, названное общим индексом. Выбор $J_М$ обусловлен тем, что в крупном регионе $J'_М \to 0$ (интенсивность южных и северных переносов примерно одинакова). Заметим, что в публикациях Каца и его последователей речь идет об индексе зональной циркуляции $J_З$ и индексе меридиональной циркуляции $J_М$, хотя фактически, как мы видели, сравниваются суммарный и разностный индексы.

В последние годы в исследованиях атмосферной циркуляции все шире используются многолетние архивы метеорологических полей на технических носителях. В нашем распоряжении имелся архив ежедневных значений давления в узлах регулярной сетки меридианов и параллелей 5×5°, покрывающей внетропические районы северного полушария. Этот архив создан в США путем снятия соответствующих значений давления с ежедневных «исторических» карт погоды, опубликованных в свое время и известных метеорологам. Путем расчета на ЭВМ по материалам 1901—1973 гг. были получены месячные значения индексов зонального воздухообмена $J_З$ и меридионального воздухообмена $J_М$ на пространстве от 30 до 80° с. ш. Рассчитывались значения $J_З$ для пяти широтных зон и $J_М$ для 18 двадцатиградусных секторов, а также $J_З$ и $J_М$ для каждого «квадрата» (10° ш. и 20° д.) Определялись также и средние для всего полушария, в пределах 30—80° с. ш., значения $J_З$ и $J_М$. Проведен анализ временного хода и характера внутригодовой изменчивости зонального и меридионального воздухообмена. Некоторые из результатов анализа имеют отношение к вопросу о циркуляционных эпохах.

В табл. 1 приведены средние годовые значения индексов $J_М$, $J_З$ и их отношения $J_М/J_З$ для эпох по Гирсу и Дзердзеевскому.

Таблица 1

Средние многолетние значения индексов меридионального и зонального воздухообмена на уровне моря в северном полушарии в циркуляционные эпохи по А. А. Гирсу и Б. Л. Дзердзеевскому

I. Эпохи по А. А. Гирсу	$J_М$	$J_З$	$J_М/J_З$
Эпоха W (1900—1928 гг.)	0,30	0,497	0,596
Эпоха E (1929—1939 гг.)	0,32	0,484	0,663
Эпоха C (1940—1948 гг.)	0,31	0,477	0,656
Эпоха E+C (1949—1968 гг.)	0,30	0,470	0,638
II. Эпохи по Дзердзеевскому			
Эпоха M (1901—1920 гг.)	0,297	0,435	0,625
Эпоха З (1921—1950 гг.)	0,228	0,484	0,471

Действительно, в эпоху W индекс меридионального воздухообмена несколько меньше, чем в эпохи Е, С и Е+С. Однако эти различия не превышают 0,2. На 0,1—0,2 выше значения индекса зонального воздухообмена в эпоху W, чем в другие эпохи. Соотношения $J_М / J_З$ в годы, вошедшие в эпоху западной циркуляции, меньше (0,596) по сравнению с эпохами Е (0,663) и С (0,656). Таким образом, количественные оценки зональных и меридиональных переносов и их соотношения соответственно смещены: при преобладании процессов западной формы относительно усиливается зональный воздухообмен на уровне моря и относительно ослабевает меридиональный воздухообмен. Правда, различия средних не столь велики, чтобы считать их существенными. Более выраженными различия зонального и меридионального воздухообмена предстают при сравнении эпох по Дзердзеевскому. В эпоху меридиональной циркуляции $J_М / J_З = 0{,}625$, а в эпоху зональной циркуляции 0,471. Не исключено, что большое пространственно-временное осреднение существенно маскирует различие между формами циркуляции.

Обратимся непосредственно к месячным значениям $J_З$ и $J_М$. Отберем месяцы, характеризующие зимний и летний режимы: январь — февраль и июнь — август. Как известно, при сопоставлении аномалий макропогоды с формами циркуляции Вангенгейм выбирал месяцы, в которых число дней с определенной формой, не только было больше «нормы», но и превышало 20 [4, 5]. В этом случае ($N_Е$, N_W или $N_С > 20$) есть уверенность, что особенности макропогоды, свойственны данной форме циркуляции, проявятся достаточно четко.

Рассмотрим представленные в табл. 2 средние значения индексов зонального и меридионального воздухообмена на уровне моря при двух вариантах $N > 20$ и $N = 0$. Последний случай означает, что в данном месяце процессов данной формы не диагнозировалось.

В первую очередь констатируем, что зимние значения индексов воздухообмена существенно выше летних. Годовой ход индексов $J_З$ и $J_М$ выражен достаточно четко как при осреднении за весь ряд, так и в отдельные годы (рис. 1 и 2). Этого нельзя сказать о различиях между формами циркуляции. Средние значения $J_М$ зимой колеблются от 0,41 до 0,46 при $N > 20$ и от 0,44 до 0,48 при $N = 0$. Индекс зонального воздухообмена $J_З$ при форме W равен 0,68—0,69 и при форме С равен 0,54—0,55. При отсутствии процессов указанных форм значения $J_З$ составляют 0,61—0,62 и 0,63—0,66. Наибольшие отношения $J_М / J_З$ отмечаются в месяцы с формой меридиональной циркуляции: в январе 0,81, в феврале 0,87. Летом зональный и меридиональный воздухообмен существенно ослабевает: значения $J_З$ и $J_М$ лежат в пределах 0,20 ÷ 0,41. Наиболее интенсивны зональные переносы при

$N_W > 20$ и $N_C > 20$ в июне, и $N_W > 20$ в августе. Отсутствие процессов восточной формы ($N_E = 0$) также благоприятно некоторому усилению зонального воздухообмена.

Таблица 2

Средние значения индексов меридионального и зонального воздухообмена на уровне моря в северном полушарии в месяцы с преобладанием ($N=20$) и отсутствием ($N=0$) определенной формы циркуляции по Г. Я. Вангенгейму

	Январь			Февраль			Июнь			Август		
I. (Преобладание процессов формы $N>20$)												
	W	E	C	W	E	C	W	E	C	W	E	C
J_M	0,45	0,46	0,45	0,46	0,41	0,46	0,21	0,23	0,25	0,20	0,23	0,20
$J_З$	0,69	0,64	0,55	0,68	0,63	0,54	0,40	0,32	0,41	0,41	0,36	0,35
$J_M/J_З$	0,66	0,73	0,81	0,68	0,66	0,87	0,52	0,70	0,61	0,49	0,64	0,58
II. (Отсутствие процессов формы $N=0$)												
J_M	0,46	0,44	0,45	0,44	0,48	0,45	0,22	0,21	0,22	0,22	0,20	0,20
$J_З$	0,61	0,63	0,66	0,62	0,70	0,63	0,34	0,40	0,35	0,32	0,40	0,38
$J_M/J_З$	0,76	0,69	0,68	0,72	0,69	0,71	0,67	0,53	0,64	0,68	0,52	0,54

На рис. 2 показан годовой ход индексов зонального и меридионального воздухообмена в северном полушарии в 1911—1913 гг. Как можно видеть, в отдельные периоды типичной картины с максимумом воздухообмена в январе и минимумом в июне — августе не наблюдается (см. рис. 1). Так, наибольшие значения $J_З$ в 1911 г. имели место в ноябре, затем в марте и декабре 1912 г. В большинстве месяцев изменения $J_З$ и J_M происходят согласованно, но есть и противоположные тенденции. Так, ослабление зонального воздухообмена в январе 1912 г. сопровождалось усиленным меридиональным воздухообменом на полушарии.

Обратимся к графикам годового хода индекса меридионального воздухообмена в четырех секторах Северной Атлантики (рис. 3). В указанные годы меридиональный воздухообмен в секторе 20—40° з. д. более интенсивен, чем в других секторах (0—20° и 40—60° з. д.), чем в исландском секторе и особенно в восточном секторе (0—20° в. д.). Отметим существенное усиление меридиональных переносов в гренландском и исландском секторах в декабре 1911 г., в марте и декабре 1912 г. и в январе 1913 г. В летние месяцы различия в интенсивности меридионального воздухообмена между секторами Северной Атлантики невелики.

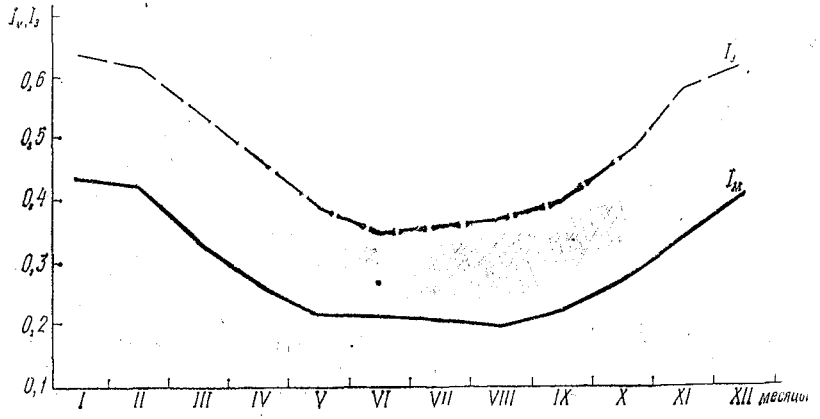


Рис. 1. Годовой ход меридионального и зонального воздухообмена по северному полушарию

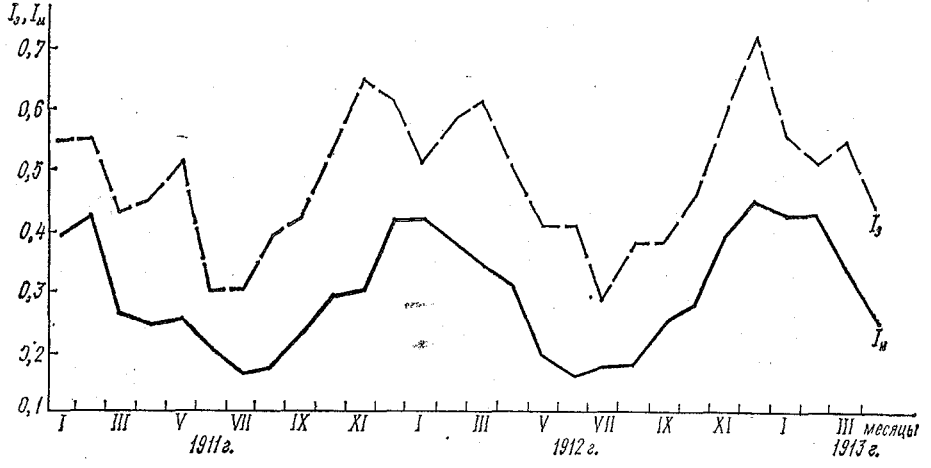


Рис. 2. Годовой ход индексов меридионального и зонального воздухообмена по северному полушарию в 1911—1913 гг.

Зимой максимальные месячные значения зонального воздухообмена на полушарии имели место в декабре 1915 г. ($J_З$ =0,915). В этом месяце было 17 дней с восточной циркуляцией Е, 9 дней с формой W и 8 — с формой С. Следовательно, по повторяемости форм циркуляции месяц не может быть отнесен к экстремальным.

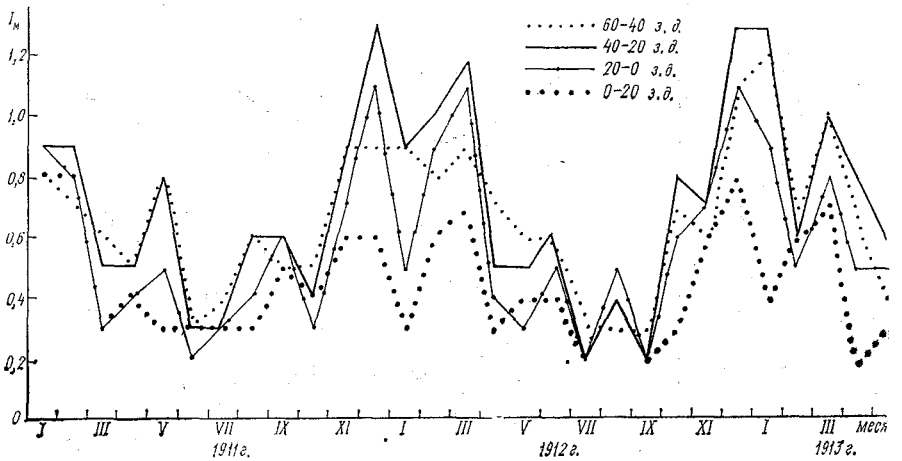


Рис. 3. Годовой ход индекса меридионального воздухообмена $J_м$ в секторах Северной Атлантики

Усиленный зональный воздухообмен отмечен также в феврале 1931 и 1959 гг. (0,76 и 0,75). В феврале 1931 г. N_E =25 и N_C =8 т. е. преобладала восточная циркуляция. В 1959 г. процессов восточной формы не было N_W =16 и N_C =12, но и в этом случае существенного превышения числа дней с западной формой циркуляции не произошло. Наиболее высокие значения меридионального воздухообмена на полушарии зимой характеризуют январь 1916 и 1940 гг. (0,54 и 0,51) и февраль 1968 г. (0,51). Интересно что в январе 1916 г. преобладали процессы западной формы циркуляции (N_W =20, N_E=8, N_C=5). В январе 1940 г. диагноз формы циркуляции иной: N_E =23, N_W =4, N_C =4. Сходные условия по этому признаку были и в феврале 1968 г. (N_E =18, N_W =3, N_C = =8). Усиления зонального воздухообмена летом представлены периодом VI—VII—VIII 1904 г., (значения $J_З$ 0.49; 0,52; 0,48) VII—VIII 1909 г. (0,52; 0,50), VI и VIII 1907 г. (0,50; 0,48) VIII 1913 (0,56).

В указанные месяцы 1904 г. практически отсутствовали процессы восточной формы. Во всех случаях, кроме одного, процессы западной циркуляции были развиты, а в августе 1907 г. продолжались весь месяц (N_W =31).

Однако в месяце с экстремальным летним зональным воздухообменом (август 1913 г. $J_З = 0{,}56$) восточная циркуляция достаточно развита ($N_E = 14$), а процессы западной ослаблены ($N_W = 3$).

Летний меридиональный воздухообмен был относительно усилен в июне 1909 ($J_М = 0{,}29$), в августе 1913 (0,31), в июле 1923 г. (0,31) и июле 1940 (0,30). Каких-либо заключений о характере связи с формами циркуляции дать невозможно. Отметим только развитие процессов меридиональной формы С.

Рассмотрим сопряженность индексов зонального и меридионального воздухообмена на полушарии с формами циркуляции E, W, C в месяцы, когда зимой воздухообмен был ослаблен. Ослабленный зональный воздухообмен имел место в январе 1901 г. ($J_З = 0{,}47$), в декабре 1923 (0,46), в феврале 1930 (0,47) и 1955 г. (0,43). В большинстве случаев, кроме января 1901 г., были хорошо развиты процессы восточной формы ($N_E = 14 \div 28$). В трех месяцах с низкими значениями $J_З$ процессы западной формы ослаблены ($N_W = 1 \div 3$), также в трех месяцах ослаблены процессы формы С ($N_C = 0 \div 4$). Ослабление меридионального воздухообмена зимой диагнозируется в феврале 1930 и 1937 гг. и в декабре 1962 и 1965 гг. ($J_М \approx 0{,}32 \div 0{,}33$). Три раза это происходило в месяцы с хорошо развитыми процессами восточной формы ($N_E = 14 \div 16$) и лишь в одном случае преобладала западная циркуляция ($N_W \approx 18$). Если судить по этим экстремальным случаям, то можно сделать предварительный вывод о возможности наиболее существенного ослабления зонального и меридионального воздухообмена зимой при развитии процессов восточной формы.

Подводя итог проделанной оценке сопряженности интенсивности зонального и меридионального воздухообмена на полушарии с повторяемостью форм циркуляции E, W, C, можно заключить, что эта сопряженность проявляется слабо. Подчеркнем, что речь идет об общей количественной оценке воздушных переносов в зоне 30—80° с. ш. на уровне моря. Представляет интерес продолжить сопоставление по данным о переносах в средней и верхней тропосфере (H_{500}, H_{300}).

Целесообразно также привлечь каталог форм циркуляции тихоокеано-американского сектора. Особенно интересны месяцы, в которых согласно диагностическим критериям школы Вангенгейма — Гирса, преобладают самые зональные из основных разновидностей ($W_З$) и самые меридиональные ($C_{М_1}$).

Если сопряженность форм циркуляции и воздушных переносов не будет иметь места и в средней тропосфере, придется в какой-то мере пересмотреть тезис школы Вангенгейма — Гирса о том, что формы циркуляции выделяются по преобладающим воздушным переносам. Не исключено, что в определенных секторах и широт-

ных зонах сопряженность форм циркуляции и воздушных перено-
сов проявляется достаточно четко. В этом случае в процедуру
установления форм циркуляции по Вангенгейму — Гирсу можно
включить использование количественно определенных критериев
и оценок. Понятно, что это будет шагом в объективизации диаг
ноза форм циркуляции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Байдал М. Х. Долгосрочный прогноз погоды и колебания климата Ка
захстана. Ч. I, II, III. Л.: Гидрометеоиздат, 1964. — 446 с.
2. Бауман И. А., Кондратович К. В., Савичев А. И. Некоторы
особенности воздушных переносов на уровне моря в Северной Атла
тике по данным ежедневных карт погоды за 60 лет. — Л., Труды ЛГМИ
вып. 53, 1975, с. 3—62.
3. Болотинская М. Ш. К вопросу о связи изменения повторяемост
форм атмосферной циркуляции с солнечной активностью. — Л., Про
лемы Арктики и Антарктики, 1965, вып. 20, с. 36—46.
4. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долг
срочные гидрометеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971.
280 с.
5. Гирс А. А., Кондратович К. В. Методы долгосрочных прогнозов п
годы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 178 с.
6. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долг
срочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1960. — 268 с.
7. Кондратович К. В. Долгосрочные гидрометеорологические прогно
в Северной Атлантике. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 184 с.
8. Каталог макросиноптических процессов по классификации Г. Я. Ванге
гейма 1891—1962 гг. — Л.: Гидрометеоиздат, 1964. — 158 с.
9. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана. — Л.: Гидромет
издат, 1976. — 239 с.
10. Hess P., Brezowsky H. Katalog der grossuetterlagen Europer. Berich
des Deutshen wetterdienstes, N 113, Band 15, 1696. — 56 p.
11. Baur F. Grosswetterkunde und langristige witterungs vorhersage. F
nkfurt an. M. — 91 p.
12. Lamb H. H. Frequency of Weather types. Weather. London, 1965. — 85
13. Lamb H. H. The changing climate. 1978. — 236 p.
14. Murray R., Benwell P. R. PSCM inclices in sunoptic climatology
longrange forecasting. «Met Mag», 1970, vol. 99, p. 232—245.

УДК 551.509

И. А. БАУМАН (ЛГМИ)

ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ АНОМАЛИЙ СРЕДНЕЙ МЕСЯЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ДЛЯ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ НА ОСНОВЕ НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ИХ ОБЪЕКТИВНОЙ ТИПИЗАЦИИ

В связи с возросшими потребностями рыбного промысла и судоходства нашей страны в знании гидрометеорологических условий возросло значение долгосрочных прогнозов аномалий средней месячной температуры воздуха большой заблаговременности для многих районов Северной Атлантики.

При решении прогностических задач необходимо принимать во внимание, что формирование аномалий температуры воздуха в Северной Атлантике прежде всего зависит от характера атмосферной циркуляции и теплового состояния океана как в исходный момент, так и в течение длительного предшествующего периода времени.

Ранее выполненный нами анализ режимных характеристик средних месячных температур воздуха для Северной Атлантики привел к выводу, что разработку методики долгосрочного прогноза температуры воздуха необходимо проводить раздельно для северо-западного, центрального и северо-восточного районов Атлантики с учетом их барико-циркуляционных особенностей [6].

В качестве основной рабочей гипотезы при разработке прогностической методики нами было принято предположение, что формирование крупных аномалий температуры воздуха в каждом из трех исследуемых районов определяется не только текущими процессами, но и связано с периодом длительной подготовки, охватывающим 28 месяцев, что дало возможность учесть влияние двухлетней цикличности (Северо-Атлантического колебания). Особенности атмосферной циркуляции исследовались на основе типизации макропроцессов по Г. Я. Вангенгейму. Найденные прогностические связи в качестве предикторов для прогноза температуры воздуха используют аномалии температуры воздуха в различных районах северного полушария, предварительно выявленных прогностических месяцев [1, 2, 3, 4]. Оценка оправдываемости опытных оперативных долгосрочных прогнозов аномалий средней месячной температуры воздуха большой заблаговре-

$\tau = 1$ месяц, I тип не переходит в III, IV, VIII типы, II тип не переходит в VI, VII и X типы, III тип не переходит в VI, VII, VIII, IX типы и так далее. Учет сезонных особенностей при расчете матриц переходных вероятностей и типов аномалий температуры воздуха с большим временным сдвигом способствовал выявлению более широкого диапазона наиболее вероятных переходов типов полей аномалий температуры воздуха по сравнению с выводами Е. А. Семенюк [7].

Наличие определенных закономерностей переходов типовых полей аномалий температуры позволило сформулировать прогностические рекомендации для прогноза типов объективной типизации. Эффективность этих прогностических рекомендаций была проверена путем сопоставления прогнозируемых типов с каталогом машинной классификации за 1957—1971 гг. (см. табл. 1). Оправдываемость прогнозов типов аномалий температуры за указанный период составляла 84%, что подтверждает целесообразность использования рекомендаций по их прогнозу.

Таким образом, долгосрочный прогноз аномалий средних месячных температур воздуха с заблаговременностью 3—5 месяцев сводится к следующим этапам.

1. Путем сопоставления исходной карты аномалий средней месячной температуры воздуха с десятью вариантами распределения повторяемости положительного знака аномалий температуры устанавливают группу и тип объективной классификации аномалий температуры воздуха для Северной Атлантики. При этом особое внимание обращают на соответствие характеристик сопряженностей выбранного типа характеру сопряженности аномалий температуры воздуха в 45 десятиградусных квадратах Северной Атлантики исходного месяца.

2. Аналогичное диагносцирование (установление типов объективной типизации аномалий температуры воздуха) проводят для 12 месяцев, предшествующих исходному.

3. Опираясь на закономерности наиболее вероятных переходов типов друг в друга с учетом их «запретных» переходов прогнозируют типы объективной классификации аномалий температуры воздуха для Северной Атлантики в пяти последующих месяцах, начиная от исходного месяца.

4. Прогноз знака аномалии температуры в большинстве десятиградусных квадратов осуществляется на основе карт повторяемости положительного знака аномалий температуры воздуха прогнозируемых пяти типов объективной типизации аномалий температуры воздуха.

5. Прогноз аномалий температуры в квадратах с низкой обеспеченностью появления соответствующего знака аномалий температуры воздуха составляется на основе характеристик сопряженностей аномалий температуры, выявленных для прогнозированного типа аномалий и характера его инерционных связей.

Оценка эффективности комплекса прогностических связей и приемов для прогноза знака аномалий в 45 десятиградусных квадратах проводилась на независимом материале наблюдений за 1979—1983 гг. путем составления опытных оперативных прогнозов. Всего для каждого десятиградусного квадрата было составлено 48 прогнозов. Результаты оправдываемости этих прогнозов оказались не однозначными для различных квадратов. Успешность прогнозов в каждом месяце оценивалась путем определения отношения числа квадратов, в которых прогнозируемый знак аномалий температуры воздуха совпал с фактическим к общему числу (45) прогнозируемых квадратов. Средняя оправдываемость прогнозов знака аномалий температуры воздуха по рассматриваемой акватории Северной Атлантики от 80 до 10° с. ш. составляла 73%.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бауман И. А. К прогнозу аномалий средней месячной температуры воздуха в центральных районах Северной Атлантики. — Труды ЛГМИ, 1975, вып. 53, с. 97—104.
2. Бауман И. А. Учет характеристик воздухообмена на северном полушарии с целью прогноза аномалий средней месячной температуры над северо-восточными районами Атлантики. — Труды ЛГМИ, 1976, вып. 58, с. 130—134.
3. Бауман И. А. О прогнозе аномалий средней месячной температуры воздуха для районов Северной Атлантики синоптико-статистическим способом. — Труды ЛГМИ, 1976, вып. 60, с. 36—44.
4. Бауман И. А. Использование некоторых характеристик циркумполярного вихря для прогноза аномалий температуры воздуха в северо-восточных районах Атлантики. — Депонированная рукопись № 110. В сб.: Вопросы анализа и прогноза погоды. Серия «Метеорология и климатология», вып. 9 (117). ВНИИГМИ — МЦД, 1981 г.
5. Бауман И. А., Савичев А. И., Соболева Т. М., Карпусь О. В. Долгосрочный прогноз температуры воздуха и давления для северо-восточных районов Атлантики. — В сб.: Метеорологические прогнозы. Л., изд. ЛПИ, 1983, вып. 82, с. 57—65. (ЛГМИ).
6. Кондратович К. В. Долгосрочные гидрометеорологические прогнозы в Северной Атлантике. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 181 с.
7. Семенюк Е. А. Формирование аномалий температуры воздуха над Северной Атлантикой. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1978, вып. 62, с. 3—57.

УДК 551.509

Я. ПАВЛОВСКА (Польская Народная республика)

К ВОПРОСУ ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ХАРАКТЕРИСТИК СТРАТОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В СХЕМАХ ДПП

Одним из наиболее крупномасштабных движений атмосферы является циркумполярный перенос с запада на восток в тропо-

УДК 551.509

В. Г. БЛАЖЕВИЧ, М. А. ИВАКИНА (ГГО)

ПРОГНОЗ КОМПЛЕКСНОГО МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ПАРАМЕТРА НА ЛЕТНЕ-ОСЕННИЙ ПЕРИОД ФИЗИКО-СТАТИСТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Известно, что на урожай сельскохозяйственных культур оказывают большое влияние погодные условия. Формы зависимости урожайности от погоды сложны и многообразны [1—6]. Из метеопараметров, характеризующих урожайность сельскохозяйственных культур, ведущая роль принадлежит осадкам и температуре. Для характеристики погодных условий могут быть использованы комплексные метеопараметры. В настоящее время предложено большое число различных индексов: гидротермический коэффициент Г. Т. Селянинова [7, 8], индекс сухости М. И. Будыко [9], коэффициенты увлажнения Н. Н. Иванова [10], Н. В. Бовы [11], П. И. Колоскова [12], Д. И. Шашко [13], А. Р. Константинова и В. В. Свириной [14], А. С. Утешева [15] и др. Сводку этих индексов можно найти в работах [16—20].

Требуется найти такой комплекс гидрометеорологических параметров, который был бы тесно связан с аномалиями урожайности сельскохозяйственных культур и был бы достаточно простым, чтобы обеспечить возможность его расчета за длинный ряд лет. С этой точки зрения наибольший интерес представляют два индекса: гидротермический коэффициент Г. Т. Селянинова (ГТК) и предложенный Д. А. Педем [21] индекс засушливости S. При довольно больших коэффициентах корреляции ($|r|>0{,}8$) между индексом S и ГТК имеет место обратная зависимость. Однако по тесноте связей со средней областной урожайностью индекс S имеет некоторое преимущество [22].

Важно также определить период, в течение которого погодные условия оказывают наибольшее влияние на урожайность. Так наиболее сильное влияние на урожай сельскохозяйственных культур на ЕТС оказывают условия погоды в мае—июне и на территории Северного Казахстана и Западной Сибири в мае — июле [23].

В ОДМ ГГО составляются прогнозы индекса S на указанные выше периоды.

Для урожайности такой культуры, как картофель, важными являются метеорологические условия августа. Условия августа —

сентября и августа—октября существенны при уборке урожая, а также для озимых культур. Поэтому нами была разработана методика прогноза индекса S на летне-осенний период и составлены опытные прогнозы. Индекс S вычислялся по формуле

$$S = \frac{\Delta T}{\sigma_T} - \frac{\Delta Q}{\sigma_Q},$$

где ΔT и ΔQ — аномалии температуры и осадков, а σ_T и σ_Q — соответствующие им средние квадратические отклонения.

Собранный в ГГО архив осредненных по площади месячных сумм осадков [24, 25] для 104 административных областей СССР и среднемесячной температуры по соответствующим этим областям 104 станциям за теплый период позволил рассчитать индекс S (август—сентябрь и август—октябрь за период, содержащий 91 год). Прогноз индекса S на летне-осенний период составлялся физико-статистическим методом [26] для тех областей, где коэффициенты корреляции между аномалиями урожайности и гидротермическими коэффициентами в весенне-летний период больше $2\sigma_r$ (33 области на ЕТС и 36 на территории Северного Казахстана и юга Западной Сибири). Сначала было сделано разложение индекса S по естественным ортогональным функциям — е. о. ф. [27] отдельно по ЕТС и по территории Северного Казахстана и юга Западной Сибири отдельно для периодов август-сентябрь и август-октябрь.

Анализ полей первых двух е. о. ф. показал, что существенных различий между этими полями за август—сентябрь и август—октябрь не наблюдается. Закономерности распределения дисперсий по всей территории для этих периодов также близки. Однако дисперсии для периода август — сентябрь больше дисперсий периода август—октябрь. В табл. 1 приведены вклады первых четырех членов разложения индекса S в общую дисперсию поля. Суммарный вклад первых двух членов разложения составил более 70%. Вклады третьего и четвертого членов значительно меньше.

В результате анализа полей е. о. ф. и вкладов разложения в общую дисперсию поля было установлено, что целесообразно прогнозировать лишь первые два коэффициента разложения a_1 и a_2. Вклад третьего коэффициента в общую дисперсию невелик и, как показано в [28], его прогноз малоуспешен. Существует связь между временным ходом первых двух коэффициентов разложения в августе—сентябре и в августе—октябре, что очевидно, так как два месяца из них общие. Поэтому прогноз составляется для одного периода. В качестве предиктантов были выбраны коэффициенты разложения a_1 и a_2 за август—сентябрь, поскольку условия октября играют уже значительно меньшую роль для сельского хозяйства в районах прогноза.

В качестве предикторов был взят архив долгосрочного физико-статистического прогноза, который включает наземное давление,

среднюю месячную температуру, облачность, осадки, высоту снежного покрова, температуру поверхности воды в Северной Атлантике, индексы интенсивности зональной циркуляции и др. [30, 31]. Все предикторы характеризуют гидрометеорологические условия за 29—30 месяцев, предшествующих периоду прогноза. Большая часть предикторов представляет собой коэффициенты разложения соответствующих метеорологических полей по е. о. ф.

Таблица 1

Оценка точности сходимости рядов разложения индекса S по е. о. ф.

Территория	ЕТС				Северный Казахстан и Западная Сибирь			
Периоды	VIII — IX		VIII — X		VIII — IX		VIII — X	
Члены разложения	а	б	а	б	а	б	а	б
1	61,0	61,0	67,7	67,7	43,8	43,8	48,5	48,5
2	12,8	73,8	10,7	78,4	31,2	75,0	27,1	75,6
3	11,0	84,8	8,3	86,7	8,5	83,5	8,3	83,9
4	4,1	88,9	3,7	90,4	4,6	88,1	4,8	88,7

Примечание: а — вклад каждого члена разложения (в % от суммарной дисперсии ряда), б — вклад i членов разложения (в % от суммарной дисперсии ряда).

Физико-статистический метод прогноза является комплексным, но основой его является регрессионная модель. При прогнозе индекса S применялся метод множественной корреляции. Составлению уравнения регрессии предшествует многоэтапный отбор наиболее надежных связей. На первом этапе анализа определяют коэффициенты линейной корреляции r между предикторами и предиктантом. Далее рассчитываются величины z/σ_z, где $z=\frac{1}{2}\ln\frac{1+r}{1-r}$; $\sigma_z=\frac{1}{\sqrt{n-3}}$; n — длина ряда.

Значимыми считались статистические связи, соответствующие уровню значимости 3,2% $\left(\left|\frac{z}{\sigma_z}\right|\geqslant 2{,}15\right)$. В результате для каждого предиктанта отбирается 2—3 десятка связей.

Следующим этапом отбора информативных предикторов является анализ корреляционных графиков, которые строятся для значимых корреляционных связей. Визуальный анализ графиков дает возможность учесть нелинейность связей, а также отфильтро-

вать случаи, когда статистическая связь становится неопределенной в области значения предиктора за текущий год [32]. При отборе прогностических связей учитывалась информативность графика в целом и отдельных его частей. Расчеты показателя информативности проводились в соответствии с работами [33, 34].

Для каждого предиктанта учитывается связность предикторов. Для этого рассчитывается корреляционная матрица значимых предикторов и отобранные предикторы ортогонализуются. Из отобранных предикторов составляется уравнение множественной регрессии. Прогноз получается в виде значений коэффициентов разложения предиктанта по е. о. ф. с последующим восстановлением значений индекса S в каждой конкретной административной области.

По данной методике были составлены прогнозы индекса S на 1978—1981 гг. В табл. 2 приведены прогностические и фактические значения коэффициентов разложения a_1 и a_2 индекса S по е. о. ф.

Таблица 2

Прогностические и фактические значения коэффициентов разложения a_1 и a_2 по е. о. ф.

Годы	ЕТС		Северный Казахстан и Западная Сибирь	
	$a_{1\,пр}/a_{1,\,ф}$	$a_{2\,пр}/a_{2,\,ф}$	$a_{1,\,пр}/a_{1,\,ф}$	$a_{2,\,пр}/a_{2,\,ф}$
1978	0,79/—4,93	2,19/—0,14	—0,21/—0,52	0,93/ 0,38
1979	2,43/ 2,49	3,53/—0,77	—0,19/ 3,20	0,33/—1,49
1980	—1,71/—6,57	0,43/—1,29	—1,03/—3,59	3,92/ 3,68
1981	—0,31/—0,09	0,29/—0,97	2,00/ 6,97	3,55/ 2,64

Примечание: $a_{пр}$ и $a_ф$ — прогностическое и фактическое значения.

Оценка прогнозов проводилась различными методами. С методической точки зрения важно знать оправдываемость прогноза коэффициентов разложения. Поэтому сначала оценивались прогностические значения коэффициентов разложения поля индекса S по е. о. ф. Самая грубая оценка, которая учитывает оправдываемость только знака, дает 56%, что превосходит уровень случайного прогноза на 6%. Более детальная оценка не только знака, но и величины прогностического значения коэффициента выполнена в соответствии с методикой, описанной в работе [28]. А именно, рассматривается ряд из n значений предиктанта a_i ($i=1, 2, \ldots, n$) и значения его в $(n+1)$ год — a_{n+1} (год, на который дается прогноз). Определяется квадрат ошибки прогноза

$S=[a_{пр}-a_{n+1}]^2$ и сопоставляется с медианой M из ряда величин $S_i=[a_i-a_{n+1}]^2$, $(i=1, 2, \ldots, n)$. Исходя из примерной равночисленности, вводятся четыре градации прогноза:

$S \leqslant 0{,}4\ M$ — хорошие
$0{,}4\ M<S \leqslant M$ — удовлетворительные } оправдавшиеся прогнозы

$M<S \leqslant 2{,}5\ M$ — неудовлетворительные
$2{,}5\ M<S$ — плохие } неоправдавшиеся прогнозы

Результаты оценки прогнозов по этой методике представлены в табл. 3.

Таблица 3

Оценка прогнозов коэффициентов разложения по е. о. ф. индекса S

Годы	ЕТС		Северный Казахстан и Западная Сибирь	
	a_1	a_2	a_1	a_2
1978	неудовлетворительный	плохой	хороший	хороший
1979	хороший	плохой	удовлетворительный	удовлетворительный
1980	удовлетворительный	удовлетворительный	удовлетворительный	хороший
1981	хороший	удовлетворительный	удовлетворительный	хороший

Из 16 прогнозов 6 получили хорошую оценку, 7 — удовлетворительную, 1 — неудовлетворительную, 2 — плохую. Оправдавшиеся прогнозы составили 81,2%, из них хорошие 37,5%, удовлетворительные 43,7%. Однако потребителя интересует прогноз не коэффициентов разложения, а самих значений индекса в каждой конкретной области. Для прогностических значений индекса S в каждой области применялась оценка по трем градациям. Градации «ниже нормы» соответствует значение $S<-0{,}43\sigma$, «выше нормы» при $S>0{,}43\sigma$ и «норма» при $|S|\leqslant 0{,}43\sigma$. Граница $0{,}43\sigma$ выбрана исходя из равночисленности градаций. В каждой конкретной области прогноз считался полностью оправдавшимся, если прогностическое и фактическое значения S попали в одну и ту же градацию, и оправдавшимся на 50%, если они попали в соседние градации. Результаты этой оценки приведены в табл. 4.

Средняя за 4 года оправдываемость прогнозов составила 63% по югу ЕТС и 73% по Северному Казахстану и Западной Сибири. По этой же методике рассчитаны пределы оправдываемости прогнозов полей индекса S, если прогнозировать два коэффициента разложения по е. о. ф. индекса S. Для этого восстановлены поля индекса S по двум фактическим коэффициентам разложения. В табл. 5 приведены пределы оправдываемости прогнозов. Для юга ЕТС среднее значение предела оправдываемости равно 85%, для Северного Казахстана и Западной Сибири — 83%. Из табл. 4 и 5 видно, что оправдываемость прогноза для юга ЕТС за 1981 г. и для Северного Казахстана с прилегающими районами Западной Сибири за 1978 г. достигла предела оправдываемости.

Таблица 4

Оценка оправдываемости прогнозов (P %)

Территория	Год				
	1978	1979	1980	1981	$\overline{P}$
Юг ЕТС	47	65	59	82	63
Северный Казахстан и Западная Сибирь	73	62	82	75	73

Таблица 5

Пределы оправдываемости прогнозов (P %)

Территория	Год				
	1978	1979	1980	1981	P
Юг ЕТС	92	76	91	82	85
Северный Казахстан и Западная Сибирь	73	82	85	92	83

Выполнена также оценка прогнозов коэффициентов разложения по е. о. ф. поля индекса S и прогнозов индекса S в конкретных областях на основе понятия об информативной мере успешности распознавания градуированных объектов [33]. Чтобы оценить прогноз коэффициентов разложения, ранжированные ряды a_1 и a_2 были разбиты на 10 градаций. Составлялась матрица n (k, i) — числа случаев, когда при прогнозе градации A_i предиктант, фактически принадлежал к градации A_k (табл. 6).

Таблица 6

Матрица числа случаев

A_k \ A_i	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1										
2		1								
3		1	1							
4		1								
5				1	1	1				
6		1								
7	1			1	1					
8				1						
9					1	1				
10							1	1		

Общий показатель информативности определяется по формуле

$$J=\frac{1}{N}\sum_{k=1}^{M}\sum_{i=1}^{M} n(k, i)J(i,k),$$

где M — число градаций; $N=\sum_{k=1}^{M}\sum_{i=1}^{M} n(k, i)$; $J(i, k)$ — матрица информативной меры успешности прогноза для 10 градаций, рассчитанная в работе [34]. Матрица $J(i, k)$ учитывает, что прогноз средней градации связан с меньшим риском. Так что при равных вероятностях градаций правильный прогноз крайних градаций имеет более высокую оценку по сравнению с правильным прогнозом промежуточной или средней градации. В результате при оценке прогностических связей особенно высоко оцениваются прогностические указания больших аномалий метеорологических элементов.

Полученное значение J обычно сравнивают с $\sigma_J=\frac{\sigma_1}{\sqrt{N}}$, где $\sigma_1=\frac{\sum J_{ik}^2}{\kappa}$; k — число элементов матрицы $J_{i,k}$.

Для оценки прогнозов индекса S по областям составлена матрица $n(k, i)$ для трех градаций (табл. 7). $J_{i,k}$ для трех градаций взяты из работы [35].

Для прогноза коэффициентов разложения $J=0{,}229$ при $\sigma=0{,}035$, для прогноза значения индекса S по областям $J=0{,}222$ при $\sigma=0{,}019$. Приведенные оценки указывают на то, что, в общем, прогнозы можно считать достаточно успешными.

Таблица 7

A_k \ A_i	—	N	+
—	13	74	11
N	4	69	13
+	0	61	31

ЛИТЕРАТУРА

1. Дмитренко В. П. Об учете агротехники в исследованиях связи урожая сельскохозяйственных культур с гидрометеорологическими факторами. — Труды Укр. НИГМИ, 1968, вып. 72, с. 32—44.
2. Евстигнеев А. С. Анализ связей между осадками и урожайностью озимых культур. — Сборник трудов ГМО. Ростов-на-Дону, вып. 14, с. 100—104.
3. Кулик М. С. Погода и минеральные удобрения. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 139 с.
4. Левенко А. А. Методика долгосрочного прогноза среднеобластной урожайности озимой пшеницы на Украине. — Труды Укр. НИГМИ, 1976, вып. 148, с. 13—23.
5. Полевой А. Н. Агрометеорологические условия и продуктивность картофеля в Нечерноземье. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 118 с.
6. Уланова Е. С. Агрометеорологические условия и урожайность озимой пшеницы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1975. — 301 с.
7. Мировой агроклиматический справочник. Под ред. Г. Т. Селянинова. — Л.: Гидрометеоиздат, 1937. — 411 с.
8. Селянинов Г. Т. О сельскохозяйственной оценке климата. — Труды по сельскохозяйственной метеорологии, 1928, вып. 20, с. 165—177.
9. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. — Л.: Гидрометеоиздат, 1956. — 254 с.
10. Иванов Н. Н. Ландшафтно-климатические зоны земного шара. — Записки Всесоюзного географического общества. Новая серия, 1948, т. I. — 233 с.
11. Бова Н. В. Об агрометеорологическом показателе засушливости юго-востока СССР. — Социалистическое зерновое хозяйство, 1941, № 3, с. 176—184.
12. Колосков П. И. Климатический фактор сельского хозяйства и агроклиматическое районирование. — Л.: Гидрометеоиздат. 1971. — 327 с.
13. Шашко Д. И. Агроклиматическое районирование СССР. — М.: Колос, 1967. — 334 с.
14. Константинов А. Р., Свирина В. В. К вопросу о гидрометеорологической оценке засушливых явлений. — Труды Укр. НИГМИ, 1967, вып. 10, с. 3—10.
15. Утешев А. С. Атмосферные засухи и их влияние на природные явления. — Алма-Ата: Наука, 1972. — 175 с.
16. Синицина Н. И., Гольцберг И. А., Струнникова Э. А. Агроклиматология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1973. — 342 с.

17. Мамаева Л. Г. Агроклиматические показатели по оценке эффективности минеральных удобрений под яровую пшеницу в различных природных зонах. — Труды ИЭМ, 1971, вып. 22, с.123—131.
18. Яковлева Н. И., Молькентин Е. К. К вопросу о комплексном индексе агрометеорологических условий. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 48—57.
19. Кельчевская Л. С. Сравнительная проверка агроклиматических показателей по оценке условий увлажнения вегетационного периода сельскохозяйственных культур. — Труды ИЭМ, 1971, вып. 22, с. 33—47.
20. Яковлева Н. И. Сопоставление различных индексов засушливости. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 3—13.
21. Педь Д. А. О показателе засухи и избыточного увлажнения. — Труды ГМЦ СССР, 1975, вып. 156, с. 19—39.
22. Мещерская А. В., Блажевич В. Г., Белянкина И. Г. Сравнение двух показателей тепловлагообеспеченности сельскохозяйственных культур. — Труды ГГО, 1981, вып. 446, с. 68—77.
23. Мещерская А. В., Блажевич В. Г., Житорчук Ю. В. Гидротермический коэффициент и его связь с урожайностью сельскохозяйственных культур. — Труды ГГО, 1978, вып. 400, с. 133—148.
24. Ефремова Н. И. Месячные количества атмосферных осадков, средних для районов Европейской территории СССР и Северного Казахстана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. — 112 с.
25. Леднева К. В., Мещерская А. В. Многолетние ряды месячных сумм осадков, осредненные по площади, для основных сельскохозяйственных районов юга ЕТС, Северного Казахстана и Западной Сибири. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 157 с.
26. Юдин М. И., Мещерская А. В. Комплексный физико-статистический метод прогноза погоды большой заблаговременности. — М.: Метеорология и гидрология, 1977, № 1, с. 3—12.
27. Мещерская А. В., Руховец Л. В., Юдин М. И., Яковлева Н. И. Естественные составляющие метеорологических полей. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970. — 200 с.
28. Мещерская А. В., Блажевич В. Г. К оценке некоторых методических положений физико-статистического метода. — Труды ГГО, 1975, вып. 329, с. 54—65.
29. Юдин М. И., Мещерская А. В. Некоторые оценки естественных составляющих как предикторов и предиктантов. — Труды ГГО, 1972, вып. 273, с. 3—15.
30. Юдин М. И., Мещерская А. В., Блажевич В. Г. Характеристика гидрометеорологической информации, использованной при долгосрочном физико-статистическом прогнозе температуры и осадков для районов недостаточного увлажнения. — Труды ГГО, 1969, вып. 236, с. 45—63.
31. Мещерская А. В., Леднева К. В., Блажевич В. Г. Характеристика дополнительной гидрометеорологической информации, использованной в физико-статистическом прогнозе. — Труды ГГО, 1975, вып. 353, с. 115—122.
32. Юдин М. И. Физико-статистический метод долгосрочных прогнозов погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 28 с.
33. Юдин М. И. Информационный подход к задаче опознавания градаций. — ДАН СССР, 1977, т. 273, № 5, с. 1031—1034.
34. Юдин М. И., Блажевич В. Г., Голод М. П., Чувашина И. Е. Предварительные выводы об информативности прогностических соотношений. — Труды ГГО, 1981, вып. 446, с. 12—24.
35. Юдин М. И., Блажевич В. Г., Голод М. П., Мирвис В. М. Применение информационного подхода к исследованию долгопериодных атмосферных процессов и изменений климата. — В сб.: Применение статистических методов в метеорологии. М.: Гидрометеоиздат, 1983, с. 223—234.

УДК 551. (509+513+506.21)

П. Н. БЕЛОВ, А. С. УХАНОВ (МГУ)

ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЭНЕРГИИ В ЗОНЕ ИНДИЙСКОГО МУССОНА ПО ДАННЫМ ПЕРВОГО ГЛОБАЛЬНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА ПИГАП

Индийский муссон является одним из наиболее ярких звеньев общей циркуляции атмосферы (ОЦА). Изучение механизма и природы этого муссона позволило бы подойти к пониманию всей природы ОЦА. Между тем, несмотря на значительное внимание индийскому муссону [3], понимание его природы и механизма явно недостаточны. Одной из причин этого является недостаточность данных наблюдений в муссонном регионе и в прилегающих к нему областях. Данные наблюдений, полученные в ходе Первого глобального эксперимента ПИГАП [2], дают возможность проанализировать изменение муссонной циркуляции в связи с преобладанием различных видов энергии [1], а также с количественными оценками межширотного обмена между тропиками и другими зонами.

В этой статье на основе таких данных будут приведены и обсуждены результаты оценки величин различных видов энергии и их изменений в зоне индийского муссона. Для расчетов и анализа был взят меридиан 80° в. д., находящийся примерно в «середине» зоны летнего индийского муссона.

В статье рассматриваются следующие виды энергии: $E_в = c_v T$ — внутренняя энергия; $E_п = gz$ — потенциальная энергия; $E_к = \frac{1}{2}(u^2+v^2+w^2)$ — кинетическая энергия; $E_ф = Lq$ — энергия фазовых переходов влаги. Здесь q — массовая доля влаги (удельная влажность), L — удельная теплота конденсации.

Расчет различных видов энергии производился по результатам численного анализа данных ПГЭП в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) для узлов географической сетки координат с шагом 1,875° широты и долготы (данные уровня III-б).

Для расчетов были выбраны две синоптические ситуации в период летнего индийского муссона: 31 июля и 14 августа 1979 г. (рис. 1, *а* и 1, *б*). Обе ситуации являются для летнего муссона характерными. В обоих случаях над полуостровом Индостан расположена четко выраженная муссонная депрессия со значением давления в ней несколько менее 995 гПа. Немного ниже полу-

острова Индостан (в зоне 0—5° с. ш.) располагается область повышенного давления со значением давления около 1010 гПа. К югу от экватора, на широтах 5—10° ю. ш., отмечается южная ветвь ВЗК, что свидетельствует о том, что муссон не находится в активной фазе. Вместе с тем эти две ситуации заметно отличаются друг от друга в «центре» полуострова Индостан (в зоне 6—17° с. ш.). Если в первой ситуации (31 июля) в этом районе имеет место ложбина и наблюдается облачная погода при западном ветре, то во второй (14 августа) здесь имеет место барический гребень и малооблачная погода при слабом ветре.

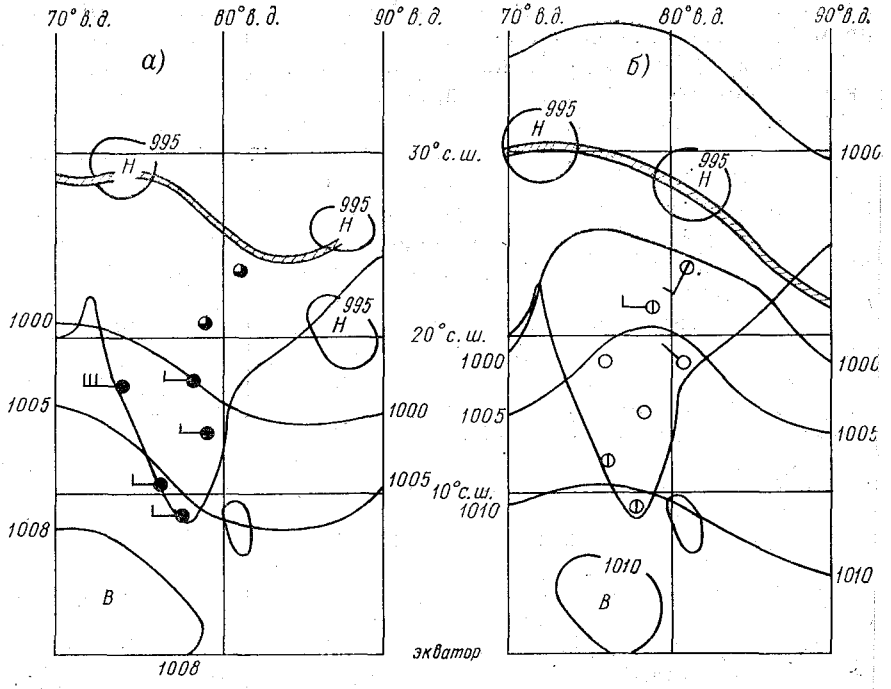


Рис. 1. Схемы синоптических карт:
а) 04 ч 31 июля 1979 г.; *б)* 04 ч 14 августа 1979 г.

На рис. 1 также видно, что во второй ситуации ось муссонной депрессии располагается несколько севернее, чем в первой ситуации. На основании сказанного можно заключить, что первую ситуацию (31 июля) можно считать как ситуацию «нормального» муссона, а вторую — как ситуацию ослабленного муссона.

На рис. 2 приведены результаты расчетов распределения удельной потенциальной, внутренней и кинетической энергий для этих двух ситуаций для слоев атмосферы 850—1000 и 100—300 гПа для широтной зоны от 0 до 30° с. ш. вдоль меридиана 80° в. д.

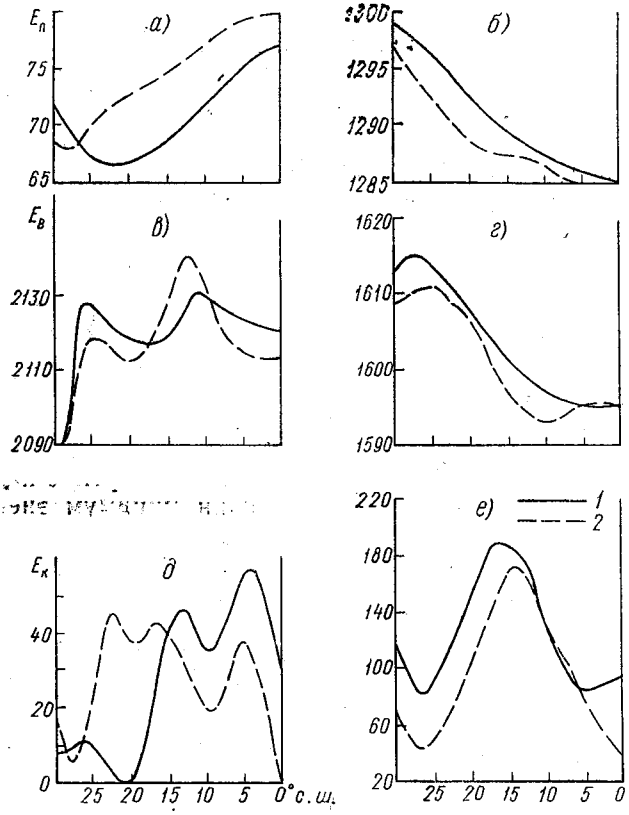


Рис. 2. Графики распределения различных видов энергии в широтной зоне 0—30° с. ш. вдоль меридиана 80° в. д. 31 июля 1979 г. (*1*) и 14 августа 1979 г. (*2*): потенциальной энергии $E_п$ для слоя 850—1000 гПа (*а*) и слоя 100—300 гПа (*б*), 10^2 Дж/кг; внутренней энергии $E_в$ для слоя 850—1000 гПа (*в*) и слоя 100—300 гПа (*г*), 10^2 Дж/кг; кинетической энергии $E_к$ для слоя 850—1000 гПа (*д*) и слоя 100—300 гПа (*е*), Дж/кг

Рассмотрение рис. 2, *а* и 2, *б* позволяет обнаружить противоположность широтного распределения потенциальной энергии в слоях 850—100 и 100—300 гПа. Если в нижней тропосфере (слой 850—1000 гПа) минимум энергии расположен в зоне 22—28° с. ш. при ее увеличении от этой зоны к югу и северу, то в нижней стра-

тосфере (слой 100—300 гПа) минимум потенциальной энергии находится вблизи экватора, а ее увеличение происходит по направлению к северу. Отмеченное широтное распределение потенциальной энергии способствует формированию в зоне 5—25° с. ш. западных (юго-западных) муссонных потоков воздуха в нижней тропосфере и восточного потока в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Обращает на себя внимание заметное смещение минимума потенциальной энергии в слое 850—1000 гПа от 31 июля к 14 августа на 5—7° к северу. Это несомненно имеет связь с аналогичным смещением оси муссонной депрессии (см. рис. 1).

На рис. 2, *в* можно видеть, что распределение внутренней энергии в слое 850—1000 гПа является весьма сложным. Здесь имеют место два максимума на широтах примерно 26 и 12° с. ш. с минимумом между ними.

Рис. 2, *г* показывает, что минимум внутренней энергии располагается в зоне 5—10° с. ш., а максимум — в зоне 25—28° с. ш. Сопоставление рис. *2, б* и *2, г* позволяет сделать вывод об определяющем влиянии внутренней энергии на формирование потенциальной энергии в слое 100—300 гПа.

Рассмотрим теперь широтный ход кинетической энергии $E_к$, характеризующий распределение скорости ветра (любых направлений). Рис. 2, *д* свидетельствует о «пестрой» картине кинетической энергии в слое 850—1000 гПа. Так один минимум энергии отмечается вблизи экватора. Второй же минимум в ситуации 31 июля располагался на широте 22° с. ш., а к 14 августа он переместился к северу до широты 28° с. ш. Это свидетельствует о связи положения минимума кинетической энергии с муссонной депрессией. Между широтами 5 и 28° с. ш. имеет место ряд «вторичных» максимумов и минимумов, что свидетельствует о неоднородности юго-западного муссонного потока.

На рис. 2, *е* видно также, что максимум кинетической энергии в слое 100— 300 гПа наблюдается на широтах 12—17° с. ш. Это отражает положение верхне-тропосферного и нижне-стратосферного восточного потока. Можно отметить еще, что при образовании ослабленной фазы муссона «ось» восточного потока сильных ветров сместилась примерно на 5° широты к югу.

Рассмотрим теперь вопрос об изменениях энергии и колебании интенсивности муссона в связи с междуширотным обменом. Пусть a — любая скалярная величина, отнесенная к единице массы, переносимая со скоростью U. В случае консервативности этой величины (что имеет место при отсутствии каких-либо воздействий на нее) можно записать

$$\frac{da}{dt}=0.$$

Умножим приведенное уравнение на ρ и учтем уравнение неразрывности. В результате получим

$$\rho \frac{da}{dt} = \frac{\partial a\rho}{\partial t} + \operatorname{div}(a\rho U) = 0.$$

Отсюда следует, что

$$\frac{\partial a\rho}{\partial t} = -\operatorname{div}(a\rho U).$$

Проинтегрируем это последнее уравнение по объему v, ограниченному поверхностью S. В результате получаем

$$\frac{\partial}{\partial t}\left[\int_v (a\rho)\,dv'\right] = -\int_v \operatorname{div}(a\rho U)\,dv',$$

где dv' — элемент объема.

Согласно теореме Гаусса — Остроградского

$$\int_v \operatorname{div}(a\rho U)\,dv' = \oint_S (a\rho U_n)\,dS',$$

где U_n — проекция вектора скорости на внешнюю к поверхности S нормаль; ds' — элемент поверхности, ограничивающий объем. По физическому смыслу величина

$$A = \int_v (a\rho)\,dv'$$

есть количественное значение величины a в объеме v. Следовательно, для его изменения можно записать

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \oint_S (a\rho U_n)\,dS'.$$

Рассмотрим теперь «единичный» объем воздуха с основанием вдоль широты, равным 1 м, ограниченный снизу и сверху поверхностями z_1 и z_2 или соответствующим им изобарическими поверхностями p_1 и p_2 и широтами φ_1 и φ_2. Тогда для изменения количественного значения величины a в указанном объеме имеем

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -\frac{1}{g}\int_{p_1}^{p_2} (a\rho\, v_{\varphi_2})\,dp \cdot \text{м} + \frac{1}{g}\int_{p_1}^{p_2} (a\rho\, v_{\varphi_1})\,dp \cdot \text{м},$$

где v_{φ_1} и v_{φ_2} — составляющие скорости вдоль меридиана на широтах φ_1 и φ_2. Интегралы в правой части этого уравнения имеют смысл меридиональных потоков величины a, которые далее будут обозначать как M_a. В качестве величины a возьмем плотность воздуха ρ, энергию фазовых переходов влаги $E_ф$ и внутреннюю энергию $E_в$. Из всех значений меридионального потока этих вели-

чин на разных широтах особый интерес представляют значения потоков на широтных границах зоны, в которой происходили заметные изменения интенсивности муссона, т. е. на широтах около 5 и 17° с. ш.

В таблице приведены значения величин M_ρ, $M_{E_ф}$ и $M_{E_в}$ на широтах 16,88° и 5,63° с. ш. для слоя 850—1000 гПа, а также значения их разностей на двух указанных широтах. Эти разности характеризуют приток величины в широтной зоне или ее отток. Ввиду этого их можно рассматривать как некоторый показатель развития муссона.

Из данных таблицы следует, что в период «нормальной» фазы муссона (в рассматриваемой зоне) меридиональные потоки всех трех величин таковы, что приводят к их увеличению в зоне. Отсюда становится понятным, например, что прирост энергии фазовых переходов способствует выпадению осадков. В период же ослабленной фазы муссона меридиональные потоки величин приводят к их уменьшению в данной зоне и, в частности, к созданию условий для безоблачной погоды.

На основании приведенных данных можно заключить, что в зоне индийского муссона летом происходят значительные преобразования различных видов энергии. Эти преобразования, а также колебания интенсивности муссона связаны с междуширотным обменом на «северной» и «южной» границах муссонной зоны.

Меридиональные потоки массы воздуха M_ρ, энергии фазовых переходов влаги $M_{E_ф}$, внутренней энергии $M_{E_в}$ на широтах 16,88 и 5,63° вдоль меридиана 80° в. д., а также разности Δ каждой из этих величин на двух указанных широтах в слое 850—1000 гПа за 1979 г.

Дата	Широта, градусы с. ш.		Широтная зона, градусы
	16,88	5,63	16,88—5,63
	M_ρ, 10^2 кг/(м·с)		ΔM_ρ
31 июля	—5	—59	+54
14 августа	—25	—1	—24
	$M_{E_ф}$, 10^6 Вт/м		$\Delta M_{E_ф}$
31 июля	—21	—189	+167
14 августа	—70	—13	—57
	$M_{E_в}$, 10^6 Вт/м		$\Delta M_{E_в}$
31 июля	—104	—1293	+1139
14 августа	—532	—18	—514

Примечание. Знак + соответствует потокам величин M на широтах, направленных к югу, или приросту величины M в широтной зоне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенков Е. П. Вопросы энергетики атмосферных процессов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1960. — 168 с.
2. Петросянц М. А. Результаты Первого глобального эксперимента ПИГАП. Изв. АН СССР. — Физика атмосферы и океана. 1982. Т. 18, № 11, с. 1123—1140.
3. Rao Y. P. Southwest monsoon. Meteorological monograh synoptic meteorology N 1/1976. India meteorological departament. June 1976. — 367 p.

УДК 551.509.314

Н. А. ЛАВРОВ (ЛГМИ)

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ АДВЕКТИВНЫХ ПРИТОКОВ ТЕПЛА В АТМОСФЕРЕ НАД СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКОЙ

Проблема крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана остается одной из главнейших проблем гидрометеорологии. Важным аспектом этой проблемы является соотношение горизонтальных переносов тепловой энергии в атмосфере и океане. Адвективный приток тепла (термическая адвекция) может быть рассчитан на основе стандартных аэрологических наблюдений. В то же время притоки тепла в океане, обусловленные горизонтальными перемещениями водных масс, в настоящее время оцениваются, главным образом, косвенно, как остаточный член в уравнении теплового баланса системы атмосфера — океан [5]. Последнее обстоятельство требует построения детализированных полей адвективных притоков тепла в атмосфере над обширными районами океана [1, 5].

Реализованная нами методика вычислений адвективного притока тепла основана на использовании приземного барического поля и поля геопотенциала на одной или нескольких изобарических поверхностях и изложена в [2, 3]. При вычислениях использованы записанные на магнитных лентах массивы значений приведенного к уровню моря атмосферного давления и значения геопотенциальных высот 500 гПа в узлах регулярной сетки с пятиградусными интервалами. Первоначально адвективные притоки тепла вычислялись для каждого дня, затем производилось осреднение этих притоков тепла по месяцам и, соответственно, по годам. Следует отметить, что вычисление притоков тепла по пред-

варительно осредненным во времени полям давления и геопотенциала приведут к существенно заниженным результатам, так как при таком способе расчета не будут учтены горизонтальные потоки тепла, связанные с макротурбулентностью атмосферных процессов. На рис. 1, 2 представлены рассчитанные нами многолетние (1955—1971 гг.) карты распределения адвективного притока тепла (Дж/м^2·месяц) над Северной Атлантикой (40—75° с. ш.) в слое 500—1000 гПа в центральный месяц осени (октябрь) и центральный месяц зимы (январь).

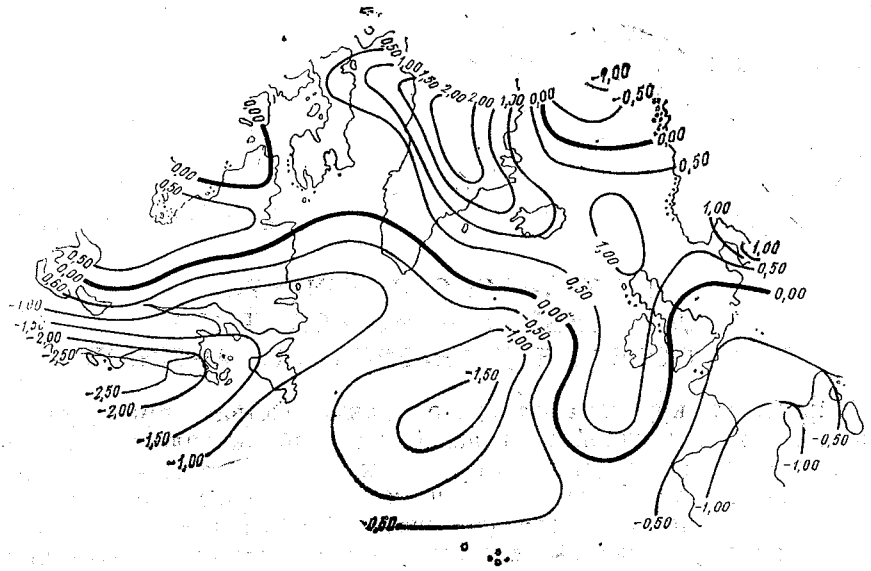


Рис. 1. Адвективные притоки тепла (10^6 Дж/[м^2·месяц]) над Северной Атлантикой в октябре

Вся южная половина Северной Атлантики в октябре (см. рис. 1) занята адвективным стоком тепла. Выделяется интенсивный очаг адвективного стока, расположенный над юго-западными районами. Этот очаг связан с адвекцией выхоложенного воздуха из районов Северной Америки и компенсируется интенсивной теплоотдачей океана, максимум которой в Северной Атлантике наблюдается именно в этом районе.

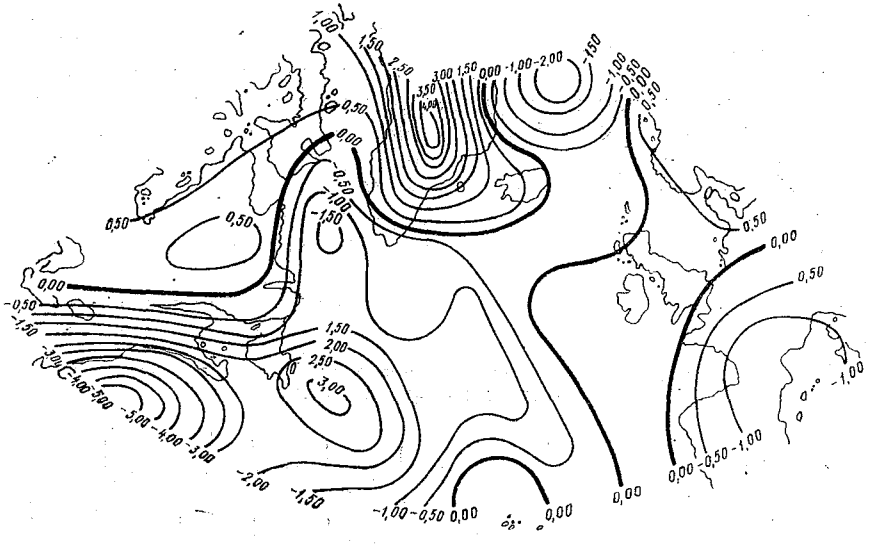
Менее интенсивный очаг адвективного стока находится в центральных районах Северной Атлантики. Этот очаг связан, по-видимому, с существованием Северо-Атлантического течения и может быть объяснен следующим образом. Интенсивная теплоотдача океана, имеющая место в октябре в районе этого течения, частично расходуется на дальнейшее увеличение теплосодержания воздуха, но, главным образом, расходуется на горизонтальный

сток тепла, обусловливающий западно-восточный и меридиональный перенос тепла на северо-восточные районы Атлантики и Европейский континент.

Северные, северо-восточные районы Атлантики, Северное море и Гренландия заняты обширной областью притока тепла, обусловливающей западно-восточный и меридиональный перенос тепла на северо-восточные районы Атлантики и Европейский континент.

Северные, северо-восточные районы Атлантики, Северное море и Гренландия заняты обширной областью притока тепла, обусловленного, главным образом, выносом воздушных масс с юго-западных районов Северной Атлантики.

Обращает на себя внимание очаг горизонтального стока тепла над севером Норвежского моря. Основной причиной формирования этого очага является, по-видимому, адвекция холодного воздуха с Гренландии и приполюсных районов Северного Ледовитого океана.



ис. 2. Адвективные притоки тепла (10^8 Дж/[м^2 · месяц]) над Северной Атлантикой в январе

В январе (см. рис. 2) расположение основных очагов адвективого притока и стока тепла остается таким же, что и в октябре. Одако теперь почти все районы Северной Атлантики заняты областью тока тепла. Исключение составляют только крайние восточные райны Северной Атлантики, примыкающие к берегам Западной Европы, и Северное море. Интенсивность очагов стока по сравнению

с октябрем значительно возрастает. Максимальные значения стока тепла в юго-западном очаге достигают $5 \cdot 10^8$ Дж/м^2 · месяц и превышают этот сток в октябре в два раза. В два и более раз возрастает интенсивность очагов стока над центральными районами Северной Атлантики и Норвежским морем. Более интенсивный сток адвективного тепла в январе по сравнению с октябрем связан с более активной в январе теплоотдачей океана и более интенсивной адвекцией тепла на Европейский континент. Интересно в этой связи отметить, что географическое положение и конфигурация очагов адвективного стока тепла в атмосфере над Северной Атлантикой хорошо согласуются с очагами теплоотдачи океана построенными для холодного полугодия И. М. Соскиным и другими [4].

Заслуживает внимания достаточно интенсивный очаг стока расположенный над юго-западной Европой и западными районами Средиземного моря. По-видимому, его существование объясняется как теплоотдачей Средиземного моря, так и функционированием зимнего средиземноморского циклона, в тылу которого имеет место адвекция холода.

В таблице представлен широтный ход зонально осредненных в пределах сферического сектора, заключенного между 80° з. д. и 10° в. д., условно названного северо-атлантическим сектором адвективных притоков тепла. Зональное осреднение позволяет получить представление об осредненных в пределах Североатлантического сектора меридиональных переносах тепла в различных широтных зонах. В широтном поясе 40—60° с. ш. имеет место адвективный сток тепла, увеличивающийся с уменьшением географической широты места. Этот сток объясняется меридиональным переносом тепла в более северные районы Атлантики, а также потоками тепла с Атлантики на Европейский континент.

Широтный ход зонально осредненных в пределах Североатлантического сектора адвективных притоков тепла

Географическая широта, град.	Месяц	40	45	50	55	60	65	70	75
Адвективный приток тепла, 10^8 Дм/м^2 · месяц	Октябрь	—0,83	—0,81	—0,56	—0,22	—0,10	0,53	0,65	0,[illegible]
	Январь	—1,61	—1,35	—0,52	—0,66	—0,05	0,43	0,46	0,[illegible]

Примерно на широте 60° с. ш. адвективный приток тепла меняет знак и в более северных районах северо-атлантического сектора становится положительным. Такое распределение притоков тепла свидетельствует о том, что как в октябре, так и в январе 60-я параллель в северо-атлантическом секторе является своеоб

разной границей раздела, через которую из более южных районов Северной Атлантики в более северные ее районы перекачивается тепло. Для приблизительной оценки тепла, поступающего через 60-ю параллель в широтный пояс 60—70° с. ш., достаточно умножить средние значения притоков тепла в пределах 60—70° с. ш. на площадь северо-атлантического сектора этого широтного пояса. Соответствующие подсчеты показывают, что в октябре адвективный приток тепла в нижнем пятикилометровом слое атмосферы в широтном поясе 60—70° с. ш. северо-атлантического сектора составляет в среднем $6{,}8 \cdot 10^{20}$ Дж/месяц; в январе этот приток несколько меньше и составляет $5{,}9 \cdot 10^{20}$ Дж/месяц.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев В. Ф., Малютин В. Н., Смирнов Н. П. Дивергенция горизонтальных потоков тепла и водяного пара. — В кн.: ПОЛЭКС-Север-79, часть I, Л., Гидрометеоиздат, 1979, с. 78—86.
2. Дикинис А. В., Кондратович К. В., Лавров Н. А. Вычисление горизонтальных потоков тепла в атмосфере. — В сб.: Метеорологические прогнозы. Л., изд. ЛПИ, 1983, вып. 82, с. 26—29. (ЛГМИ).
3. Кондратович К. В. Долгосрочные гидрометеорологические прогнозы в Северной Атлантике. — Л.; Гидрометеоиздат, 1977, с. 68—77.
4. Соскин И. М., Смирнова А. И., Кузнецов В. И., Ерофеева Е. С. Характеристики изменчивости суммарной теплоотдачи Северной Атлантики и некоторые вопросы взаимосвязи ее с температурой воды. Труды ГОИН. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976, вып. 131, с. 3—27.
5. Трешников А. Ф. Основные задачи и итоги национального натурного эксперимента ПОЛЭКС-Север-76. — В кн.: ПОЛЭКС-Север-76, ч. I. Л., Гидрометеоиздат, 1979, с. 5—8.

УДК 551.509 : 519.283 : 33

Н. Ю. ВОЛКОНСКИЙ, Ю. Н. ВОЛКОНСКИЙ,
В. Г. СТЕПАНОВ (ВИКИ)

ОПТИМИЗАЦИЯ СТРАТЕГИИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ ПРИ ПОЭТАПНОМ ПЛАНИРОВАНИИ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ ПОТРЕБИТЕЛЕЙ

Повышение эффективности функционирования потребителей метеорологической информации в значительной степени связано с разработкой и внедрением в оперативную практику оптималь-

ных методов использования ими метеорологических прогнозов. Разработка оптимальной стратегии использования прогнозов необходима и для проведения оценки потенциальной эффективности существующих и разработки новых прогностических алгоритмов.

К сожалению, названная проблема исследована в настоящее время далеко недостаточно. Особенно слабо изучены вопросы оптимального использования метеорологических прогнозов при широко распространенном поэтапном планировании деятельности потребителей, при котором разработка плана на очередной этап производится с учетом результатов, полученных на предыдущих этапах.

Причина отмеченного обстоятельства состоит, очевидно, в том что из-за априорной неопределенности матрицы затрат при поэтапном планировании затруднено использование классических методов теории статистических решений, а вероятностный характер метеорологических прогнозов, как правило, исключает возможность применения в этих целях алгоритмов планирования при детерминированных условиях, характерных, например, для теории расписаний.

В общем виде проблема оптимального использования метеорологической информации при поэтапном планировании может быть сформулирована следующим образом.

Потребителю необходимо реализовать программу, предусматривающую выполнение некоторых народнохозяйственных или военных задач $<B_1, B_2, \ldots, B_q> = \vec{B}_{<q>}$. Планирование потребителем его деятельности, направленной на реализацию программы производится поэтапно: каждому этапу ставится в соответствие элементарный календарный период (ЭКП), на который в конце предыдущего ЭКП разрабатывается очередной «оперативный» план функционирования потребителя.

Показатель эффективности оперативного планирования определяется исходя из требований программы. Им может быть, например, вероятность выполнения программных задач к установленному сроку [2] или математическое ожидание времени, затраченного на выполнение этих задач.

При разработке планов считаются известными:

— ЭКП, в течение которых должна выполняться каждая программная задача — $<n_1, n_2, \ldots, n_q> = \vec{n}_{<q>}$,

— неметеорологические ограничения на функционирование (требуемая последовательность выполнения задач, допустимость их совместного выполнения в одном ЭКП и выполнения незапланированных задач и т. п.),

— метеорологические ограничения, определяющие метеорологические условия, при которых возможно выполнение каждой программной задачи — $<M_1, M_2, \ldots, M_q> = \vec{M}_{<q>}$.

Потребителю регулярно предоставляются (в категорической или вероятностной форме) детализированные по ЭКП прогнозы метеорологических условий «выполнимости» программных задач $\vec{M}_{<q>}$ *.

Требуется разработать рекомендации по оптимальному (т. е. доставляющему экстремум заданному показателю эффективности) использованию прогнозов различных видов в процессе поэтапного планирования.

В данной работе рассматривается в качестве примера стратегия поэтапного планирования (с учетом различных видов метеорологической информации) реализации программы, предусматривающей выполнение потребителем задач двух типов: B_1 и B_2. Принимается, что планы разрабатываются на ближайший ЭКП, причем все ЭКП имеют одинаковую продолжительность. Количество ЭКП, на протяжении которых необходимо выполнять задачу B_1, равно n_1, а задачу B_2 — n_2. В течение одного ЭКП может решаться задача только одного типа и только предусмотренная планом. На каждый ЭКП разрешено планирование любой задачи, независимо от того, какие задачи решались на предыдущих ЭКП.

Выполнение в данном ЭКП задачи B_i допустимо только при осуществлении в этот период метеорологических условий M_i. Вероятность их осуществления считается для всех ЭКП одинаковой и независящей от ранее наблюдавшихся условий.

Эффективность планирования оценивается величиной математического ожидания числа ЭКП $\overline{N}$, необходимых для реализации программы.

В зависимости от вида метеорологической информации, регулярно используемой потребителем, определены следующие основные варианты поэтапного планирования (табл. 1).

В табл. 1 и далее под прогнозом понимается предсказание сочетаний метеорологических условий выполнимости задач M_1M_2, $M_1\overline{M}_2$, $\overline{M}_1M_2$, $\overline{M}_1\overline{M}_2$.

Все расчеты проводились для $n_1=30$, $n_2=30$ при различных значениях вероятностей осуществления указанных сочетаний и характеристик оправдываемости оперативных прогнозов.

Прежде чем приступить к рассмотрению основных вариантов планирования, получим общую для всех вариантов формулу для расчета $\overline{N}$ при реализации простейших программ $<n_1, 0>$ и $<0, n_2>$.

---

* Следует подчеркнуть, что для эффективного планирования потребителю необходимы прогнозы именно метеорологических условий выполнимости программных задач, а не отдельных метеорологических величин или погодных явлений. Разработка таких прогнозов может производиться как с использованием статистических связей $\vec{M}_{<q>}$ с исходными характеристиками состояния атмосферы, так и на основе комплексации формулировок «стандартных» прогнозов [1].

Таблица 1

Основные варианты планирования

№ вариантов	Используемая метеоинформация	
	Прогнозы	Дополнительная информация
1	Идеальные на весь период	—
2	Идеальные на ближайший ЭКП	Климатологические вероятности
3	Оперативные на ближайший ЭКП	Климатологические вероятности Данные об оправдываемости прогнозов
4	Оперативные на ближайший ЭКП	Климатологические вероятности
5	Оперативные на ближайший ЭКП	—
6	—	—

Стратегия планирования в этих случаях тривиальна: на каждый ЭКП при первой программе планируется выполнение задачи B_1, а при второй B_2 (если согласно идеальному прогнозу ожидаются условия $\overline{M}_1$ в первом случае и $\overline{M}_2$ во втором, выполнение программы на ближайший ЭКП вообще не планируется).

При указанной стратегии для всех вариантов планирования

$$\overline{N}_{<n_1,\,0>} = \sum_{s=0}^{\infty} C^{s}_{n_1+s-1}\,(n_1+s)\,(P_{<M_1,\,\overline{M}_2>}+P_{<M_1,\,M_2>})^{n_1}\cdot(P_{<\overline{M}_1,\,M_2>}+ + P_{<\overline{M}_1,\,\overline{M}_2>})^{s} = \frac{n_1}{P_{<M_1,\,\overline{M}_2>}+P_{<M_1,\,M_2>}} \qquad (1)$$

и аналогично

$$\overline{N}_{<0,\,n_2>} = \frac{n_2}{P_{<\overline{M}_1,\,M_2>}+P_{<M_1,\,M_2>}}\,. \qquad (2)$$

В формулах (1), (2) и далее $P_{<>}$ — вероятность осуществлени сочетания метеорологических условий, указанных в нижнем ин дексе; C^{l}_{k} — число сочетаний из k элементов по l.

Вариант 1. Оптимальная стратегия использования при пла нировании идеальных прогнозов произвольно большой заблаго временности может быть сведена к реализации следующего ал горитма. В соответствии с прогнозом строится последовательност сочетаний метеорологических условий. Из этой последователь ности вначале исключаются ЭКП с сочетаниями $\overline{M}_1\overline{M}_2$, M_1M_2 определяется ЭКП, на котором при указанном ограничении закан чивается выполнение программы.

Затем, если в определенном таким образом «последнем» ЭКП предсказаны условия $M_1\overline{M}_2$, выполнение задачи B_1 переносится на первый из исключенных ранее периодов с условиями M_1M_2, если в «последнем» ЭКП представлены условия $\overline{M}_1M_2$, на первый период с условиями M_1M_2 переносится выполнение задачи B_2. Аналогичная операция производится с полученной укороченной последовательностью и т. д., пока не окажутся «разыгранными» все ЭКП с условиями M_1M_2.

Можно показать, что указанная стратегия обеспечивает минимальное математическое ожидание количества ЭКП, определяемое формулой

$$\overline{N}_{<n_1,\,n_2>}=\frac{(n_1+n_2)}{1-P_{<\overline{M}_1,\,\overline{M}_2>}}\left\{C_{n_1+n_2}^{n_1}\left[\widetilde{P}^{\,n_1+1}_{<M_1,\,\overline{M}_2>}\,(1-\widetilde{P}_{<M_1,\,\overline{M}_2>})^{n_2}+\right.\right.$$

$$\left.\left.+\widetilde{P}^{\,n_2+1}_{<\overline{M}_1,\,M_2>}\,(1-\widetilde{P}_{<\overline{M}_1,\,M_2>})^{n_1}\right]-1\right\}+\frac{n_1}{1-\widetilde{P}_{<\overline{M}_1,\,M_2>}}+$$

$$+\frac{n_2}{1-\widetilde{P}_{<M_1,\,\overline{M}_2>}}+\left[(n_1+n_2)\,(1-\widetilde{P}_{<\overline{M}_1,\,M_2>})^{n_1+1}-\right.$$

$$\left.-n_1\,(1-\widetilde{P}_{<\overline{M}_1,\,M_2>})^{n_1}\right]\cdot\sum_{s=0}^{n_2}C_{n_1+s}^{s}\widetilde{P}^{s}_{<\overline{M}_1,\,M_2>}+$$

$$+\left[(n_1+n_2)\,(1-\widetilde{P}_{<M_1,\,\overline{M}_2>})^{n_2+1}-n_2\,(1-\widetilde{P}_{<M_1,\,\overline{M}_2>})^{n_2}\right]\times$$

$$\times\sum_{s=0}^{n_1}C_{n_2+s}^{s}\,\widetilde{P}^{s}_{<M_1,\,\overline{M}_2>}, \qquad (3)$$

где $\widetilde{P}_{<\ >}=\dfrac{P_{<\ >}}{1-P_{<\overline{M}_1,\,\overline{M}_2>}}$.

Вариант 2. Оптимальная стратегия планирования при использовании идеальных прогнозов на ближайший ЭКП и климатологических вероятностей формулируется следующим образом. Если на ближайший ЭКП предсказано осуществление условий $M_1\overline{M}_2$ или $\overline{M}_1M_2$, планируется выполнение задач соответственно B_1 и B_2; если предсказано осуществление $\overline{M}_1\overline{M}_2$, выполнение программных задач не планируется; если предсказаны условия M_1M_2, рассчитывается величина

$$K=\overline{N}_{<n_1,\,n_2-1>}-\overline{N}_{<n_1-1,\,n_2>}. \qquad (4)$$

Выполнение задачи B_1 планируется при $K>0$, в противном случае планируется выполнение задачи B_2. При $K=0$ можно планировать выполнение любой из задач B_1 и B_2. (В формуле (4) под n_1 и n_2 понимается количество ЭКП, необходимое для выполнения оставшейся на данном этапе части программы).

Математическое ожидание N при указанной стратегии определяется для $\overline{N}_{<n_1, 0>}$ и $\overline{N}_{<0, n_2>}$ выражениями (1), (2), а при n_1, $n_2 \neq 0$ по следующей формуле:

$$\overline{N}_{<n_1, n_2>} = \frac{1}{1-P_{<\overline{M}_1, \overline{M}_2>}} \Big[1 + P_{<M_1, \overline{M}_2>} \overline{N}_{<n_1-1, n_2>} + P_{<\overline{M}_1, M_2>} \overline{N}_{<n_1, n_2-1>} + P_{<M_1, M_2>} \times \min\left(\overline{N}_{<n_1-1, n_2>}; \overline{N}_{<n_1, n_2-1>}\right)\Big], \quad (5)$$

где под $\overline{N}$ понимается математическое ожидание N при указанной оптимальной стратегии.

Формула (5) используется для нахождения последовательно значений $\overline{N}_{<i, j>}$ для $i=0$ (1) n_1, $j=0$ (1) n_2.

Вариант 3. При планировании используются «оперативные» (не идеальные) прогнозы погоды на ближайший ЭКП. Известна характеризующая оправдываемость этих прогнозов матрица сопряженности (табл. 2) и климатологические вероятности.

Таблица 2

Матрица сопряженности для оперативных прогнозов

Предсказанные условия	Осуществившиеся условия	
	M_1	M_2
$M_1\overline{M}_2$	p_{11}	p_{12}
$\overline{M}_1M_2$	p_{21}	p_{22}
M_1M_2	p_{31}	p_{32}
$\overline{M}_1\overline{M}_2$	p_{41}	p_{42}

В табл. 2 p_{ij} — вероятность осуществления условий M_j при i-й формулировке прогноза.

В работе предполагалось, что прогнозы являются «несмещенными» (вероятность каждой формулировки равна климатологической вероятности соответствующих метеорологических условий)

и не «зеркальными» (при прогнозах $M_1\overline{M}_2$ и $\overline{M}_1M_2$ целесообразно планировать выполнение задач соответственно B_1 и B_2, а не B_2 и B_1). Для выбора оптимальной стратегии использования таких прогнозов можно ограничиться рассмотрением стратегий, представленных в табл. 3.

Математическое ожидание числа ЭКП, требуемого для реализации программы при указанных стратегиях, рассчитывается по формуле

$$\overline{N}_{<n_1,\,n_2>}(S_i) = \frac{1}{a_i+b_i}\left(a_i\,\overline{N}_{<n_1-1,\,n_2>} + b_i\,\overline{N}_{<n_1,\,n_2-1>}+1\right), \qquad (6)$$

$$i=1(1)4.$$

Таблица 3

Стратегии планирования с использованием оперативных прогнозов

Предсказанные условия	Планируемые задачи при стратегиях			
	S_1	S_2	S_3	S_4
$M_1\overline{M}_2$	B_1	B_1	B_1	B_1
$\overline{M}_1M_2$	B_2	B_2	B_2	B_2
M_1M_2	B_1	B_2	B_1	B_2
$\overline{M}_1\overline{M}_2$	B_1	B_1	B_2	B_2

Значения параметров a и b даны в табл. 4.

Таблица 4

Значения коэффициентов a и b в формуле (6) для различных стратегий

S	a	b
S_1	$P_{<M_1,\,\overline{M}_2>}\cdot p_{11}+P_{<M_1M_2>}\cdot p_{31}+$ $+P_{<\overline{M}_1,\,\overline{M}_2>}\cdot p_{41}$	$P_{<\overline{M}_1,\,M_2>}\cdot p_{22}$
S_2	$P_{<M_1,\,\overline{M}_2>}\cdot p_{11}+P_{<\overline{M}_1\overline{M}_2>}\cdot p_{41}$	$P_{<\overline{M}_1,\,M_2>}\cdot p_{22}+P_{<M_1,\,M_2>}\cdot p_{32}$
S_3	$P_{<M_1,\,\overline{M}_2>}\cdot p_{11}+P_{<M_1,\,M_2>}\cdot p_{31}$	$P_{<\overline{M}_1,\,M_2>}\cdot p_{22}+P_{<\overline{M}_1,\,\overline{M}_2>}\cdot p_{42}$
S_4	$P_{<M_1\overline{M}_2>}\cdot p_{11}$	$P_{<\overline{M}_1,\,M_2>}\cdot p_{22}+P_{<M_1,\,M_2>}\cdot p_{32}+$ $+P_{<\overline{M}_1,\,\overline{M}_2>}\cdot p_{42}$

Расчеты по формуле (6) производятся последовательно для программ $<1,1>$, $<2,1>$, ..., $<n_1, n_2>$, и для каждой программы определяется стратегия, обеспечивающая минимум $\overline{N}<\ >$.

Вариант 4. Используются те же «оперативные» прогнозы и та же климатологическая информация, что и в предыдущем варианте, но вероятностные характеристики успешности прогнозов (табл. 2) не учитываются.

Рассматривается стратегия «полного доверия» к прогнозам, т. е. та же, что и при идеальных прогнозах на ближайший ЭКП (см. вариант 2). При такой стратегии расчеты $\overline{N}$ выполняются по рекуррентной формуле (6), причем коэффициентам a и b придаются следующие значения:

$$a = P_{<M_1, \overline{M}_2>} \cdot p_{11} + P_{<M_1, M_2>} \cdot \left\{ \begin{array}{l} p_{31}, \text{ если } K<0 \\ 0{,}5 \cdot p_{31}, \text{ если } K=0 \\ 0, \text{ если } K>0 \end{array} \right\}, \quad (7)$$

$$b = P_{<\overline{M}_1, M_2>} \cdot p_{22} + P_{<M_1, M_2>} \cdot \left\{ \begin{array}{l} p_{32}, \text{ если } K>0 \\ 0{,}5 \cdot p_{32}, \text{ если } K=0 \\ 0, \text{ если } K<0 \end{array} \right\}, \quad (8)$$

где $K = \overline{N}_{<n_1-1, n_2>} - \overline{N}_{<n_1, n_2-1>}$.

Вариант 5. Отличается от варианта 4 тем, что при планировании не учитывается и климатологическая информация. Рассматривается стратегия, при которой прогнозы, предусматривающие осуществление условий $M_1\overline{M}_2$, $\overline{M}_1M_2$ и $\overline{M}_1\overline{M}_2$, считаются идеальными, а при прогнозе M_1M_2 планируется выполнение задачи B_1 при $n_1>n_2$ и B_2 при $n_1<n_2$.

Расчеты N для этого варианта также производятся по формулам (6) и (7), но в отличие от (8) принимается

$$K = n_2 - n_1. \quad (9)$$

Вариант 6. Планирование производится вообще без учета метеорологической информации (или на основании случайных прогнозов). В этом случае стратегия планирования может быть, например, следующей. Вначале регулярно планируется выполнение задачи B_1, а затем B_2 (возможны и другие «разумные» стратегии). В этом варианте при любом «разумном» планировании

$$\overline{N}_{<n_1, n_2>} = \frac{n_1}{P_{<M_1, \overline{M}_2>} + P_{<M_1, M_2>}} + \frac{n_2}{P_{<\overline{M}_1, M_2>} + P_{<M_1, M_2>}}. \quad (10)$$

Для характеристики эффективности приведенных вариантов планирования ограничимся анализом одного достаточно показательного примера для $n_1=10$ и $n_2=15$ при следующих значениях параметров: $P_{<M_1, \overline{M}_2>}=0{,}16$; $P_{<\overline{M}_1, M_2>}=0{,}36$; $P_{<M_1, M_2>}=0{,}24$; $P_{<\overline{M}_1, \overline{M}_2>}=0.24$ и $p_{11}=0{,}79$; $p_{12}=0{,}18$; $p_{21}=0{,}27$; $p_{22}=0{,}87$; $p_{31}=0{,}79$; $p_{32}=0{,}87$; $p_{41}=0{,}27$; $p_{42}=0{,}18$.
Результаты расчетов приводятся в табл. 5.

Таблица 5

Значения $\overline{N}_{<10,15>}$ для различных вариантов планирования

№ варианта	1	2	3	4	5	6
$\overline{N}_{<10,15>}$	33,21	34,17	36,61	40,17	41,23	50,00

Как видно из табличных данных, принципиально предотвратимые потери количества ЭКП, затрачиваемого на реализацию программы 10, 15, составляют 16,79 ЭКП.

При «традиционном» использовании оперативных прогнозов (вариант 5) предотвращается около 52% этих потерь. Оптимальное использование тех же прогнозов с привлечением характеристик их успешности и климатологической информации (вариант 3) позволяет дополнительно предотвратить около 27,5% потерь.

Оптимальное использование идеальных прогнозов на ближайший ЭКП (вариант 2) приводит к предотвращению еще 14,5% и, наконец, увеличение заблаговременности идеальных прогнозов (вариант 1) позволяет предотвратить оставшиеся 6%.

Таким образом, повышение эффективности поэтапного планирования в рассмотренном примере может быть достигнуто как в результате оптимального использования разрабатываемых в настоящее время оперативных прогнозов, так и (в несколько меньшей степени) в результате повышения информативности и заблаговременности специализированных прогнозов.

В связи с тем, что, как показывает опыт, достижение существенного прогресса в реализации второй возможности в ближайшие годы маловероятно, а применение предложенных алгоритмов оптимального использования оперативных прогнозов не вызывает каких-либо практических затруднений, этот путь является в настоящее время наиболее эффективным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волконский Ю. Н., Дегтярев А. С. Сравнительный анализ эффективности алгоритмов комплексации прогнозов. — Метеорология и гидрология, 1983, № 5, с. 12—20.
2. Волконский Ю. Н., Мозиков В. А. Об учете метеорологической информации при планировании летной подготовки. — Труды Гидрометцентра СССР, 1980, вып. 235, с. 27—35.

УДК 551.508 : 629.195.1

А. Н. ДОБРОТВОРСКИЙ, В. М. ТРЕНИН (ВИКИ)

СПЕКТРАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ АНАЛИЗА ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ ХОЗЯЙСТВЕННЫХ РЕШЕНИЙ

Проблема повышения качества гидрометеорологического обеспечения отраслей народного хозяйства включает разработку методических аспектов формализации учета состояния среды при принятии хозяйственных решений. Самостоятельное значение при этом имеет процедура анализа информации с целью выявления тех участков спектров полей гидрометеорологических элементов, которые вносят определяющий вклад в изменение эффективности решения той или иной народнохозяйственной задачи. Полученные результаты могут составить основу для рационализации системы наблюдений за состоянием атмосферы и океана в интересах конкретных потребителей по критерию функциональной эффективности в отличие от известных информационных подходов к решению этой задачи (по критерию точности описания поля норм, минимальной среднеквадратической ошибки интерполяции и т. п.), [1, 5]. В работах [2, 3] предложена модель вероятностного учета гидрометеорологических условий, в которой многомерному вектору состояния среды $\vec{u}$ $(u_1, u_2, \ldots, u_n)$, где n — число влияющих гидрометеорологических элементов, ставится в соответствие критерий функциональной эффективности — вероятность успешного решения задачи (вероятность того, что обеспечиваемые объекты в заданных или прогнозируемых условиях будут функционировать в режиме, достаточно близком к номинальному).

Опираясь на математическое описание модели, исследуем проявления спектров составляющих вектора $\vec{u}$ в спектре поля p. Для полей многих гидрометеорологических элементов может быть принято допущение о их локальной однородности, изотропности и стационарности [11]. Кроме того, удобно считать, что их детерминированные составляющие равны нулю. Представим исследуемые поля в виде разложения [4].

$$u, p = \iiint\limits_{-\infty}^{\infty} e^{i(\omega r)} \, d^3\Phi_{u,p}(\omega), \tag{1}$$

где $(\omega \cdot r) = x\omega_x + y\omega_y + z \cdot \omega_z$ — скалярное произведение двух векторов; $\Phi(\omega)$ — случайная функция, дифференциалы которой удовлетворяют соотношениям:

$$M[d^3\Phi(\omega)] = 0;$$

$$M[d^3\Phi^*(\omega) \cdot d^3\Phi(\omega_1)] = S(\omega) \cdot \delta(\omega_x - \omega_{x_1}) \cdot \delta(\omega_y - \omega_{y_1}) \times$$
$$\times \delta(\omega_z - \omega_{z_1}) \cdot d\omega_x \cdot d\omega_y \cdot d\omega_z \cdot d\omega_{x_1} \cdot d\omega_{y_1} \cdot d\omega_{z_1}, \qquad (2)$$

где M — символ математического ожидания; $S(\omega)$ — трехмерный спектр; $\delta(\zeta)$ — дельта-функция Дирака; $\Phi^*(\omega)$ — функция, комплексно сопряженная с $\Phi(\omega)$.

Аппроксимируем функции $\frac{\partial p}{\partial u_i}$ полиномами второй степени с коэффициентами u_{1i}, u_{2i}, u_{3i} и преобразуем функции вида $\left(\frac{\partial u_i}{\partial x}\right)^2$ в исходной задаче методом статистической линеаризации неоднородностей по формуле

$$\left(\frac{\partial \mathring{u}}{\partial x}\right) = k_{ix} \cdot \frac{\partial \mathring{u}}{\partial x}, \qquad (3)$$

где $\frac{\partial \mathring{u}}{\partial x}$ — центрированная случайная величина; k_{ix} — статистический коэффициент усиления нелинейности по случайной составляющей.

Ограничимся рассмотрением случая $n=3$. В результате получаем выражение

$$\nabla^2 p = \sum_{i=1}^{3} \left[k_i \cdot \nabla^2 u_i + k_{i+3} \left(k_{ix} \frac{\partial u_i}{\partial x} + k_{iy} \frac{\partial u_i}{\partial y} + \right.\right.$$
$$\left.\left. + k_{iz} \frac{\partial u_i}{\partial z} \right)\right]. \qquad (4)$$

Подставим выражения (1) в уравнение (4) и выполним дифференцирование под знаком интегралов:

$$\iiint_{-\infty}^{\infty} -(\omega_x^2 + \omega_y^2 + \omega_z^2)\, e^{i(\omega r)}\, d^3\Phi_p(\omega) = \iiint_{-\infty}^{\infty} [k_4 \cdot k_{1x} i\omega_x + k_4 \cdot k_{1y} \cdot i\omega_y +$$
$$+ k_4 \cdot k_{1z} \cdot i\omega_z - k_1\, (\omega_x^2 + \omega_y^2 + \omega_z^2)]\, e^{i(\omega r)}\, d^3\Phi_{y_1}(\omega) + \iiint_{-\infty}^{\infty} [k_5 \cdot k_{2x} \cdot i\omega_x +$$
$$+ k_5 \cdot k_{2y} \cdot i\omega_y + k_5 \cdot k_{2z} \cdot i\omega_z - k_2 \cdot (\omega_x^2 + \omega_y^2 + \omega_z^2)]\, e^{i(\omega r)}\, d^3\Phi_{u_2}(\omega) +$$

$$+\iiint\limits_{-\infty}^{\infty}[k_6\cdot k_{3x}\cdot i\omega_x+k_6\cdot k_{3y}\cdot i\omega_y+k_6\cdot k_{3z}\cdot i\omega_z-k_3\ (\omega_x^2+\omega_y^2+\omega_z^2)]\times$$

$$\times e^{i(\omega r)}\ d^3\Phi_{u_3}(\omega)=\iiint\limits_{-\infty}^{\infty}Ae^{i(\omega r)}\ d^3\Phi_{u_1}(\omega)+\iiint\limits_{-\infty}^{\infty}Be^{i(\omega r)}\ d^3\Phi_{u_2}(\omega)+$$

$$+\iiint\limits_{-\infty}^{\infty}Ce^{i(\omega r)}\ d^3\Phi_{u_3}(\omega). \qquad (5)$$

Умножим левую и правую части равенства (5) на комплексно сопряженные их величины и найдем математические ожидания этих произведений. Проводя дальнейшие преобразования и используя свойство некоррелированности случайных мер, можно получить зависимость между спектром функции p и спектрами влияющих гидрометфакторов:

$$S_p(\omega)=\frac{A^2S_{u_1}+B^2S_{u_2}+C^2S_{u_3}+AB^*S_{u_1u_2}+AC^*S_{u_1u_3}+}{(\omega_x^2+\omega_y^2+\omega_z^2)^2}+$$

$$+\frac{+BA^*S_{u_2u_1}+BC^*S_{u_2u_3}+CH^*S_{u_3u_1}+CB^*S_{u_3u_2}}{(\omega_x^2+\omega_y^2+\omega_z^2)^2}, \qquad (6)$$

где A^*, B^*, C^* — величины, комплексно сопряженные с A, B, C.

Формула (6) описывает распределение «энергии» по частотам в поле функции p в зависимости от частотного распределения энергии в полях гидрометеорологических элементов. Видно, что спектральная плотность функции p $s_p(\omega)$ может быть рассчитана по известным спектральным плотностям составляющих вектора $\vec{u}$, а следовательно, и решена задача выявления тех участков спектров полей гидрометеорологических элементов, которые вносят определяющий вклад в изменение эффективности решения конкретной народнохозяйственной задачи.

Следует отметить, что вследствие использования статистической линеаризации (формула 3) уравнение (6) менее точно описывает спектр функции p на краях выбранного диапазона частот. Уравнение (6) можно использовать при планировании измерений случайных составляющих гидрометеорологических полей в узлах регулярной сетки. Теория стационарных случайных функций устанавливает зависимость между формой основания спектра поля и точностью его расчета.

Выражение для ошибки интерполяции трехмерного поля имеет вид [6]

$$E_3(k_c)=1-4\pi\int\limits_0^{K_c}S_\theta(k)k^2dk, \qquad (7)$$

где k_c — частота среза, ограничивающая спектр трехмерного поля; k — волновое число.

Для упрощения дальнейших расчетов условно примем, что гидрометеорологические элементы не коррелированы и их взаимные спектры обращаются в нуль, а корреляционная функция, которой можно аппроксимировать эмпирическую функцию корреляции случайных составляющих гидрометеорологических полей, имеет вид $k(r)=e^{-\alpha r^2}$. Спектральная плотность в этом случае определится по формуле

$$S_{u_i}(k)=\frac{1}{8(\pi\alpha)^{3/2}}\,e^{-k^2/4\alpha}. \tag{8}$$

Подставим вместо $S_3(k)$ его выражение из формулы (6) и выполним интегрирование по волновому числу k с составляющими k_x, k_y, k_z по соответствующим осям.

В результате преобразований получим следующее выражение:

$$E_3(k_c)=1-4\pi\Phi\left(\frac{k}{2\sqrt{\alpha}}\right)(A_1^2+A_2^2+A_3^2)-$$

$$-4\pi\int_0^{k_c}\frac{k^2}{8(\alpha\pi)^{3/2}}\,e^{-k^2/4\alpha}\,dk\,(k_1^2+k_2^2+k_3^2), \tag{9}$$

где $\Phi\left(\frac{k}{2\sqrt{\alpha}}\right)$ — интеграл, имеющий вид $\int_0^{k_c}\frac{1}{8(\alpha\pi)^{3/2}}\,e^{-k^2/4\alpha}\,dk$;

$$\begin{aligned}A_1^2&=(k_4\cdot k_{1x}+k_4\,k_{1y}+k_4\cdot k_{1z})^2;\\A_2^2&=(k_5\cdot k_{2x}+k_5\cdot k_{2y}+k_5\cdot k_{2z})^2;\\A_3^2&=(k_6\cdot k_{3x}+k_6\cdot k_{3y}+k_6\cdot k_{3z})^2.\end{aligned} \tag{10}$$

Полученная зависимость позволяет теоретически при выбранных значениях входных параметров (α, a_{ji}, k_{ix}, k_{iy}, k_{iz} и др.) и заданной точности восстановления поля вероятности определить интервал измерений гидрометеорологических полей. Шаг оптимальной регулярной сетки в случае трехмерного поля можно определить из соотношения [8]:

$$a=\frac{\pi\sqrt{2}}{k_c}. \tag{11}$$

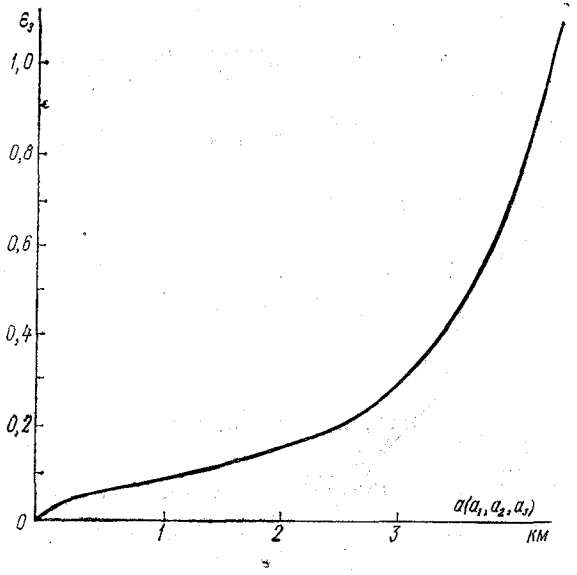
Характер зависимости ошибки интерполяции от величины шага сетки a_k по составляющим u_1, u_2, u_3 при некоторых исходных значениях упомянутых входных параметров показана на рисунке.

При выбранных значениях параметров, входящих в формулу (8), для обеспечения заданной ошибки интерполяции вероятности решения задачи можно предъявить требования к ошибкам, вно-

симым каждым гидрометеорологическим полем, а затем по формуле (10) или по графикам определить шаг измерений.

Таким образом, в статье предложена спектральная модель анализа гидрометеорологической информации, позволяющая выделять те участки спектров полей гидрометеорологических элементов, которые вносят определяющий вклад в изменение критерия p функциональной эффективности хозяйственных решений.

Указанный подход может быть использован при рационализации системы гидрометеорологических наблюдений по критерию функциональной эффективности.



Зависимость ошибки интерполяции трехмерного поля вероятности решения задачи от интервала измерений

ЛИТЕРАТУРА

1. Бримкулов У. Н., Круг Г. К., Саванов В. Л. Рационализация измерительной сети по критерию точности математического описания поля норм. — М.: Метеорология и гидрология, 1978, № 7, с. 25—34.
2. Герман М. А., Добротворский А. Н. О выборе оптимально безопасных траекторий полетов. — Межвузовский сб. «Вопросы гидрометеорологии Урала и сопредельных территорий». Пермь, изд. Пермс. гос. ун-та, 1980, с. 50—52.
3. Герман М. А., Говердовский В. Ф., Добротворский А. Н. Исследование эффективности решения задачи метеорологического обеспечения межконтинентальных полетов с использованием данных МИСЗ. — В сб.: Авиационная и космическая метеорология. Л., 1979, вып. 70, с. 139—146 (ЛГМИ).
4. Свешников А. А. Прикладные методы теории случайных функций. — М.: Наука, 1968. — 328 с.

5. Машкович С. А. О повышении качества объективного анализа барического поля над районами с редкой сетью аэрологических станций. — Труды ММЦ. М., 1965, № 10, с. 31—39.

6. Моисеев Г. А., Тимченко И. Е. Планирование сети станций для измерения случайных составляющих физических полей океана. — В сб.: Морские гидрофизические исследования. Севастополь, изд. МГИ АН УССР, 1971, № 1 (51), с. 124—143.

7. Монокрович Э. И. Гидрометеорологическая информация в народном хозяйстве. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 173 с.

8. Petersen P. P. Middleton D. Sampling and Reconstruchion of wave—Number — Limited Function in N — Dimensional Euclidian spaces. — «Snform. and Contr. 1962, № 5.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Авиационные метеорологи на фронтах Великой Отечественной войны. 3

Репинская Р. П. К вопросу о прогнозе приземного давления методом MOS 7

Русин И. Н., Тутушкина Е. А. Об использовании численных прогнозов в синоптической практике 15

Панин Б. Д., Нго Нгок Тхак. Постановка задачи о трехмерном численном моделировании тропических циклонов 26

Солдатенко С. А. Чувствительность результатов численного моделирования и прогноза поля облачности к методам параметризации подсеточных физических процессов 36

Ременсон В. А. Выбор и преобразование пространства признаков при классификации метеорологических объектов 41

Хандожко Л. А., Балуева А. С., Беликова Г. И. Дискриминантно-регрессионная модель прогноза скорости ветра над северо-западом ЕТС. 47

Альтер-Залик Ю. Ж., Баскин А. Ю. Использование структуры поля температуры для диагноза и прогноза траекторий аэростатов 58

Астапенко П. Д., Шаронов А. Ю. К вопросу о влиянии точности прогнозов на регулярность и точность полетов 61

Герман М. А., Степанов В. В. Экспресс-анализ космической информации, полученной при дистанционном зондировании атмосферы и подстилающей поверхности 6

Воробьев В. И. Распределение среднего количества общей облачности в северном полушарии в переходные сезоны (по данным метеорологических ИСЗ) 7

Мальцев Э. В., Фадеев В. С. Методика типизации полей облачности по повторяемости высоты нижней границы 8

Шустер Л. Г. Оценка вероятности покрытия сплошным облачным полем протяженных участков земной поверхности 9

Матвеев Ю. Л. Плотность и функции распределения количества облаков 9

Кондратович К. В., Мартынюк Л. А., Чанилова С. Ф. О диагнозе циркуляционных эпох 10

Бауман И. А. Долгосрочный прогноз аномалий средней месячной температуры воздуха для Северной Атлантики на основе некоторых закономерностей их объективной типизации 1

Павловска Я. К вопросу об использовании характеристик стратосферной циркуляции в схемах ДПП 1

Блажевич В. Г., Ивакина М. А. Прогноз комплексного метеорологического параметра на летне-осенний период физико-статистическим методом 1

Белов П. Н., Уханов А. С. Преобразование энергии в зоне Индийского муссона по данным Первого глобального эксперимента ПИГАП. 1

Стр.

Лавров Н. А. Некоторые особенности адвективных притоков тепла над Северной Атлантикой 143

Волконский Н. Ю., Волконский Ю. Н., Степанов В. Г. Оптимизация стратегии использования метеорологических прогнозов при поэтапном планировании функционирования потребителей 147

Добротворский А. Н., Тренин В. М. Спектральная модель анализа гидрометеорологической информации для обеспечения хозяйственных решений 156

Межвузовский сборник научных трудов, вып. 88.

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Редактор *Т. В. Иващенко*

Корректор *С. В. Баранова*

Сдано в набор 28.11.84. Подписано в печать 09.10.85. М-22593.
Формат бумаги 90×60¹/₁₆. Бум. тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая.
Печ. л. 10,2. Уч.-изд. л. 10,0. Темплан 1985 г. поз. 1829. Зак. 275.
Тираж 400 экз. Цена 1 р. 50 к.

ЛПИ имени М. И. Калинина. 195251, Ленинград, Политехническая ул., 29.
Типография ВСОК ВМФ

УДК 551.509.314

К вопросу о прогнозе приземного давления методом MOS. Репинская Р. П. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 7. (ЛГМИ).

Приводится обоснование выбора схемы Ильина-Руховца в качестве базовой гидродинамической модели для статистической интерпретации продукции ее в терминах приземного давления. Обсуждаются результаты статистической коррекции численных прогнозов давления для ряда станций, расположенных на СЗ ЕТС.

Библ. 13.

УДК 551.509.319

Об использовании численных прогнозов в синоптической практике. Русин И. Н., Тутушкина Е. А. Межвузовский сборник «Метеорологические прргнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 15. (ЛГМИ).

В настоящее время отсутствуют методики использования прогностических карт, рассчитанных с помощью ЭВМ, при составлении частных приемов учета численных прогнозов. Перечисляются результаты анализа систематических ошибок, присущих рассчитанным картам. С позиций теории принятия решений проанализированы возможности использования синоптиком численных прогнозов.

Библ. 20.

УДК 551.515.2

Постановка задачи о трехмерном численном моделировании тропических циклонов. Панин Б. Д., Нго Нгок Тхак. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 26. (ЛГМИ).

Построена замкнутая система уравнений для моделирования тропических циклонов, сформулирована задача параметризации физических процессов.

Библ. 25.

УДК 551.509.313 : 551.582.001.57

Чувствительность результатов численного моделирования и прогноза поля облачности к методам параметризации подсеточных физических процессов. Солдатенко С. А. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 36. (ЛГМИ).

На основе численной реализации гидродинамической телескопизированной модели атмосферы по полным уравнениям оценено влияние схем параметризации вертикального и горизонтального турбулентного обмена, радиационных притоков тепла и конвекции на качество прогноза крупномасштабных полей облачности.

Табл. 1. Библ. 9.

УДК 551.509.314+654.71.052

Выбор и преобразование пространства признаков при классификации метеорологических объектов. Ременсон В. А. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 41. (ЛГМИ).

Рассматриваются вопросы одной из ключевых проблем классификации, связанных с выбором признаков и преобразованием признакового пространства с целью понижения его размерности. Показаны возможные направления понижения признакового пространства и на примере классификации вертикальных профилей температуры воздуха проиллюстрированы возможности таксономических методов отбора наиболее информативных признаков и отображения их посредством разложения по е. о. с. и по ортогональным полиномам Чебышева.

Илл. 1. Библ. 6.

УДК 551.509.322

Дискриминантно-регрессионная модель прогноза скорости ветра над северо-западом ЕТС. Хандожко Л. А., Балуева А. С., Беликова Г. И. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 47. (ЛГМИ).

Статья посвящена применению моделей дискриминантного и регрессионного анализа к прогнозу скорости ветра над отдельными регионами северо-запада ЕТС.

Илл. 1. Библ. 8.

УДК 551.509.3

Использование структуры поля температуры для диагноза и прогноза траекторий аэростатов. Альтер-Залик Ю. Ж., Баскин А. Ю. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 58. (ЛГМИ).

Рассмотрены отклонения модельных траекторий аэростатов сверхдавления от изобарических траекторий на стратосферных уровнях. Показано, что учет неоднородностей поля температуры особенно важен при моделировании траекторий в зимней стратосфере.

Табл. 2. Библ. 5.

УДК 551.509.3

К вопросу о влиянии точности прогнозов на регулярность и безопасность полетов. Астапенко П. Д., Шаронов А. Ю. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 61. (ЛГМИ).

Недостаточный учет метеорологической обстановки часто является причиной АП. На уровень РП и БП наибольшее влияние МУ оказывают на этапах снижения и посадки, которые должны быть предсказаны с максимально возможной точностью. Даются рекомендации по повышению точности метеорологической информации в интересах РП и БП.

Библ. 7.

УДК 551.51 : 629.78

Экспресс-анализ космической информации, полученной при дистанционном зондировании атмосферы и подстилающей поверхности. Герман М. А., Степанов В. В. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 65. (ЛГМИ).

Анализируется возможность проведения обработки информации, получаемой от аэрокосмических средств дистанционного зондирования в реальном масштабе времени. Анализ основан на системном подходе к рассмотрению дистанционного зондирования как единого природно-технического комплекса. Обоснована модель сигнала обработки. На примере обеспечения полетов самолетов и определения поля температуры поверхности океана показана возможность реализации процедуры экспресс-анализа в масштабе реального времени.

Илл. 2. Библ. 9.

УДК 551.501.776

Распределение среднего количества общей облачности в северном полушарии в переходные сезоны (по данным метеорологических ИСЗ). Воробьев В. И. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 76. (ЛГМИ).

На основе результатов обработки пятилетнего ряда ежедневных спутниковых данных об облачном покрове северного полушария приводятся и анализируются характеристики распределения среднего количества общей облачности в переходные сезоны. Проводится сравнение с аналогичными данными для основных сезонов.

Табл. 3. Илл. 3. Библ. 9.

УДК 551.501.776

Методика типизации полей облачности по повторяемости высоты нижней границы. Мальцев Э. В., Фадеев В. С. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 85. (ЛГМИ).

Приведена методика типизации полей облачности, разработанная на основе алгоритма К-внутригрупповых средних. Но в отличие от этого алгоритма центры классов выбираются из условия наиболее равномерного размещения на шкале расстояний и число классов заранее не фиксируется. Предложен критерий выбора оптимальной типизации и приводятся результаты типизации полей облачности по повторяемости высоты нижней границы за апрель для Западной Европы. Методика может быть использована при решении практических задач авиационной метеорологии.

Илл. 1. Библ. 2.

УДК 551.501.776

Оценка вероятности покрытия сплошным облачным полем протяженных участков земной поверхности. Шустер Л. Г. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 90. (ЛГМИ).

На основе круговой аппроксимации облачных полей и отдельных конвективных облаков, известной повторяемости (эмпирической вероятности) характерных размеров зон слоистообразной и кучевообразной облачности оценивается вероятность покрытия отрезков земной поверхности, имеющих форму прямолинейной полосы, фронтальными облачными полями и отдельными конвективными облаками в различных регионах северного полушария.

Табл. 4. Илл. 2. Библ. 10.

УДК 551.515.5

Плотность и функции распределения количества облаков. Матвеев Ю. Л. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 97. (ЛГМИ).

По данным наблюдений с МИСЗ высокого разрешения и качества построены и проанализированы функции распределения количества облаков на территории СССР и по широтным зонам северного полушария. Установлено и объяснено принципиальное различие функций распределения количества облаков, определенного для малых и больших площадей обзора. Выполнена аппроксимация функций распределения.

Табл. 3. Библ. 10.

УДК 551.509.3

О диагнозе циркуляционных эпох. Кондратович К. В., Мартынюк Л. А., Чанилова С. Ф. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 103. (ЛГМИ).

На основе количественных оценок воздушных переносов сопоставлены данные с циркуляционных эпохах, установленных А. А. Гирсом, Б. Л. Дзердеевским и другими авторами. Рассмотрены различные аспекты современных изменений режима атмосферной циркуляции и климата.

Илл. 3. Библ. 14.

УДК 551.509

Долгосрочный прогноз аномалий средней месячной температуры воздуха для Северной Атлантики на основе некоторых закономерностей их объективной типизации. Бауман И. А. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 113. (ЛГМИ).

Излагаются некоторые прогностические закономерности объективной классификации аномалий температуры воздуха для 45 десятиградусных квадратов Северной Атлантики. Предлагается способ долгосрочного прогноза температуры воздуха с заблаговременностью 3—5 месяцев для Северной Атлантики от 10 до 80° с. ш. Приводятся результаты оправдываемости опытных оперативных прогнозов.

Библ. 7.

УДК 551.509

К вопросу об использовании характеристик стратосферной циркуляции в схемах ДПП, Павловска Я. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 121. (ЛГМИ).

Обсуждаются изменения в полярной стратосфере в зимне-весенний период и возможности использования данных об интенсивности и локализации циркуляционного стратосферного вихря для долгосрочного прогноза атмосферной циркуляции и погоды в районе Центральной Европы.

Илл. 2. Библ. 30.

УДК 551.509

Прогноз комплексного метеорологического параметра на летне-осенний период физико-статистическим методом. Блажевич В. Г., Ивакина М. А. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 128. (ЛГМИ).

Рассмотрен индекс засушливости Д. А. Педя *(S)*, который рассчитан за период август — сентябрь и август — октябрь 1891—1981 гг. для 104 областей основной сельскохозяйственной зоны СССР.

Составлены физико-статистические пронозы индекса *S* на август — сентябрь 1978—1981 гг. Дан также оперативный прогноз на 1983 г. Заблаговременность прогнозов шесть месяцев.

Всесторонние оценки качества прогнозов свидетельствуют об их достаточной успешности.

Табл. 7. Библ. 35.

УДК 551 (509+513+506.26)

Преобразования энергии в зоне индийского муссона по данным Первого глобального эксперимента ПИГАП. Белов П. Н., Уханов А. С. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 137. (ЛГМИ).

Обсуждаются вопросы преобразования энергии в атмосфере на основе уравнений гидротермодинамики. Приводятся и обсуждаются результаты расчетов различных видов энергии по данным Первого глобального эксперимента ПИГАП (Программа исследований глобальных атмосферных процессов) для зоны индийского муссона. По приведенным примерам расчетов делаются предварительные заключения об особенностях энергетики атмосферы при различных стадиях развития летнего индийского муссона.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 3.

УДК 551.509.314

Некоторые особенности адвективных притоков тепла в атмосфере над Северной Атлантикой. Лавров Н. А. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 143. (ЛГМИ).

Обсуждаются особенности адвективных притоков тепла в осенне-зимний период в нижнем пятикилометровом слое над Северной Атлантикой. Показано, что над большинством районов Северной Атлантики осенью и особенно зимой имеет место адвективный сток тепла, обнаружено, что очаги максимального адвективного стока тепла совпадают по географическому расположению с очагами максимальной теплоотдачи океана, шестидесятая параллель является своеобразной границей раздела между зонально осредненными областями адвективного стока и притока тепла.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 5.

УДК 551.509 : 519.283 : 33

Оптимизация стратегии использования метеорологических прогнозов при поэтапном планировании функционирования потребителей. Волконский Н. Ю., Волконский Ю. Н., Степанов В. Г. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 147. (ЛГМИ).

Рассматриваются вопросы поэтапного планирования деятельности некоторого потребителя метеорологической информации. Дается общая постановка задачи поэтапного планирования выполнения программы, состоящей из мероприятий q типов $\vec{B}_{<q>}=<B_1, B_2, \ldots, B_q>$. В качестве показателя эффективности функционирования потребителя используются средние временные затраты на выполнение программы в целом. С введением ряда ограничений (метеорологического и неметеорологического характера) на порядок выполнения программы рассматривается частный случай общей задачи для $q=2$. Разработаны рекомендации по составлению оптимальных планов выполнения программы с использованием метеорологических прогнозов различной надежности и заблаговременности. Приведены алгоритмы расчета средних временных затрат для различных видов прогностической информации. Эффективность предложенных рекомендаций иллюстрируется на конкретном примере.

Библ. 2.

УДК 551.508 : 629.195.1

Спектральная модель анализа гидрометеорологической информации для обеспечения хозяйственных решений. Добротворский А. Н., Тренин В. М. Межвузовский сборник «Метеорологические прогнозы», изд. ЛПИ, 1985, вып. 88, с. 156 (ЛГМИ).

Предложена спектральная модель анализа гидрометеорологической информации, позволяющая выделить те участки спектров полей гидрометеорологических элементов, которые вносят определяющий вклад в изменение эффективности хозяйственных решений. Получена связь между ошибкой интерполяции значений критерия функциональной эффективности и спектральными характеристиками целей гидрометеорологических элементов. Подход может быть использован для рационализации измерительной сети станций по критерию функциональной эффективности.

Илл. 1. Библ. 8.