

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
ИМ. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

451

МЕТОДЫ АКТИВНОЙ
И ПАССИВНОЙ РАДИОЛОКАЦИИ
В МЕТЕОРОЛОГИИ

Под редакцией

д-ра техн. наук В. Д. СТЕПАНЕНКО,
д-ра техн. наук Ю. А. МЕЛЬНИКА,
канд. физ.-мат. наук Г. Г. ЩУКИНА



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1982

00
718

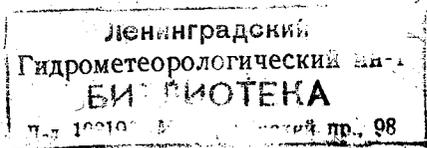
Содержатся результаты теоретических и экспериментальных исследований метеорологических характеристик безоблачной атмосферы, облаков и связанных с ними опасных явлений погоды методами электромагнитного зондирования атмосферы (активная и пассивная радиолокация), выполненных в 1978—1979 гг. Представлены работы по исследованию метеорологических условий распространения радиоволн. Рассматриваются вопросы построения радиофизической аппаратуры.

Рассчитан на научных работников и инженеров, занимающихся вопросами физики атмосферы, радиофизики, радиотехники. Может быть рекомендован аспирантам и студентам старших курсов соответствующих специальностей.

The publication contains the results of theoretical and experimental studies of meteorological characteristics of a cloudless atmosphere, clouds and related hazardous weather phenomena using electromagnetic sounding technique (active and passive radar) that were carried out in 1978—1979. The results are presented of studying the meteorological conditions of radio wave propagation.

The publication is intended for researchers and engineers dealing with the problems of atmospheric physics, radiophysics, radio engineering.

It could be recommended for post-graduates and senior students of appropriate specialities.



НИКОЛАЙ ФАДДЕЕВИЧ КОТОВ (1903—1979 гг.)

8 июня 1979 г. скончался видный ученый, один из основателей отечественной радиолокационной метеорологии, кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, проработавший в ней около 40 лет, член КПСС с 1939 г., Николай Фаддеевич Котов.

Н. Ф. Котов родился 17 мая 1903 г. в г. Тосно Ленинградской области в крестьянской семье. Первые классы кончил в начальных сельских школах, затем учился в Пеньковском училище и Новгородской земской учительской гимназии. В 1919 г. окончил Новгородский институт народного образования и учительствовал в сельской школе.

В 1922 г. по путевке Новгородского губпрофсовета поступил в Ленинградский государственный университет на отделение физики и геофизики физико-математического факультета, основной курс которого закончил в 1926 г. Далее идут годы работы наблюдателем в магнитно-метеорологической обсерватории ГГО в г. Слуцке, заведующим магнитной обсерватории в г. Кандалакше, магнитологом в Ниждевицкой магнитной обсерватории в Воронежской области, научным сотрудником института аэрологии ГГО (г. Слуцк). В 1939 г. Н. Ф. Котов поступает в аспирантуру при ГГО по разделу аэрологии.

С первых дней Великой Отечественной войны Николай Фаддеевич в рядах Советской Армии на Ленинградском фронте, затем — на Украинском. За участие в форсировании р. Одер был награжден орденом «Отечественной войны» 2-ой степени, награжден также медалями «За оборону Ленинграда» и «За победу над фашистской Германией».

Демобилизовавшись в начале 1946 г., Н. Ф. Котов снова поступает в аспирантуру ГГО и в 1947 г. защищает кандидатскую диссертацию, посвященную разработке метода определения вертикальной мощности и оптических свойств облаков. С 1946 по 1964 г. Н. Ф. Котов — заведующий лабораторией радиометеорологии ГГО; с 1964 по 1970 г. — старший научный сотрудник и за-

ведущий радиолокационной группой при отделе физики облаков и активных воздействий ГГО.

Первые научные работы и изобретательские предложения Н. Ф. Котова, относящиеся к 30-м годам, были посвящены разработкам системы радиосвязи, радиопилота, высотомера, радиозонда с безынерционным приемником температуры, облакомера, устройства для определения границ облаков и туманов и др.

Большой заслугой Н. Ф. Котова является создание в 50-е годы у нас в стране первой сети метеорологических радиолокационных станций штормоповещения (на базе радиолокатора «Кобальт»), действовавших в 30 крупных городах и аэропортах страны. Руководимая Н. Ф. Котовым радиометеорологическая лаборатория организовала и непосредственно руководила оперативным штормоповещением совместно с Ленинградским бюро погоды.

В последующие годы Н. Ф. Котов занимался вопросами радиолокационных измерений осадков, разработкой методики составления метеорологических радиолокационных карт, радиолокационным контролем активных воздействий на облака и т. п. Результаты этих работ используются на современной сети радиолокационного штормоповещения.

Н. Ф. Котов — автор в общей сложности около 30 научных работ и изобретений.

Важное место в жизни Н. Ф. Котова занимала общественная деятельность, в которой проявилась гражданственность, широкий и яркий характер.

Еще в 20-е годы он активно участвовал в комсомольской работе на селе, а затем в Ленинградском университете; работал председателем местного комитета, редактором стенгазеты и пропагандистом в Слуцкой обсерватории.

С 1939 г. Н. Ф. Котов — член КПСС. Во время войны работал парторгом в воинских партийных организациях. В ГГО избирался членом партбюро и выполнял обязанности члена комиссии партконтроля. И всегда Николай Фаддеевич — непререкаемый и самый деятельный участник и организатор художественной самодеятельности.

Светлая память о Николае Фаддеевиче Котове навсегда сохранится у всех, кто его знал как ученого, гражданина и человека.

*К. С. Жупахин, В. Я. Никандров, П. Н. Николаев,
В. Д. Степаненко, Г. Г. Шукин*

ИЗ СПИСКА НАУЧНЫХ РАБОТ Н. Ф. КОТОВА

1. Прибор для определения границ облаков и туманов. — Труды НИ учреждений, Метеорология, 1946, вып. 19.

2. Метод определения толщины и оптических свойств облаков: Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. физ.-мат. наук. — Л., 1947.

3. Исследование облаков и осадков методом радиолокации. Сборник докладов I Всесоюзной конференции по радиометеорологии.

4. Макроструктура осадков по данным радиолокационных наблюдений. Сборник докладов на V Межведомственной конференции по исследованию облаков, осадков и атмосферного электричества. — Л.: Гидрометеиздат, 1957.

5. Метод радиолокационных наблюдений ливней и гроз. — Труды ЦАО, 1958, вып. 20. При участии П. Н. Николаева.

6. Использование результатов радиолокационных исследований осадков для улучшения работы сети станций штормоповещения. — Труды ЦАО, 1958, вып. 20.

7. Радиолокационные характеристики ливней и гроз. — Труды ГГО, 1960, вып. 102, с. 63—93.

8. Метод обработки радиолокационных данных станций штормоповещения. — Труды ГГО, 1962, вып. 128.

9. Карты аномалий ливневой активности на территории Ленинградской области. — Труды ГГО, 1962, вып. 128. При участии Т. И. Смолкиной.

10. Влияние орографических условий на развитие ливней и гроз. — Труды ВММС, НИМ, 1963, с. 305—317. При участии Т. И. Смолкиной.

11. Радиолокационное измерение количества ливневых осадков на больших площадях. — Труды ГГО, 1964, вып. 159.

12. Радиолокационный метод получения горизонтального разреза очагов радиоядра на заданной высоте при активных воздействиях на облака. — Труды ГГО, 1967, вып. 202, с. 95—103.

13. Методика составления цифровых карт радиолокационной информации. — Труды ГГО, 1968, вып. 224, с. 102—110.

14. Радиолокационный метод обзора постоянной высоты. —

Труды ГГО, 1968, вып. 224, с. 91—101. При участии К. С. Жупахина, Г. А. Коптяева.

15. Радиолокационные измерения осадков и отражаемости конвективных облаков на больших площадях. — Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. — Тбилиси, 1969. При участии К. С. Жупахина.

16. К вопросу о радиолокационном измерении количества конвективных облаков на больших площадях. — Труды ГГО, 1969, вып. 239, с. 74—83. При участии Р. А. Анчуговой, Т. И. Морозовой.

17. Мозаичная система радиолокационной информации. — Труды ГГО, 1972, вып. 278, с. 161—170.

18. Измерение суммарных площадей и объемов радиоэха от конвективных облаков на больших площадях. — Труды ГГО, 1972, вып. 278, с. 171—179. При участии Р. И. Анчуговой, Т. В. Ивановой.

19. Некоторые результаты исследования структуры очагов радиоэха от кучево-дождевых облаков и динамики его развития. — Труды ГГО, 1979, вып. 430. При участии К. С. Жупахина, Т. В. Ивановой.

*Г. Г. Шукин, Ж. Д. Алибегова, Л. П. Бобылев,
Ю. А. Довгалюк, А. В. Зинченко, И. А. Тарабукин*

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ МОДЕЛЬНЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ И ЭМПИРИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ЗАДАЧЕ ПАССИВНО-АКТИВНОГО РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ОБЛАКОВ И ОСАДКОВ

1. Проблема управления активными воздействиями (АВ) на облака с целью регулирования процессов осадкообразования и контроля результатов этих воздействий выдвигает на первый план разработку методов и создание радиотехнических средств дистанционного определения различных параметров облачности и осадков. Требование дистанционности управления и контроля АВ вытекает из необходимости обзора больших участков атмосферы, оперативности и безопасности наблюдений. Этому полностью отвечает метод комплексного пассивно-активного радиолокационного зондирования (ПАРЛЗ) облачности и осадков [1, 13].

Активное радиолокационное зондирование позволяет получать информацию о пространственной структуре мощных облачных систем и полей осадков, об их динамике и интенсивности турбулентного движения [6, 22, 23]. Пассивное радиотеплолокационное зондирование, в свою очередь, дает количественную информацию о содержании водяного пара в окружающем облако воздухе и о водозапасе мелкокапельного облачного слоя и крупнокапельного слоя жидких осадков [23, 3, 9, 11].

Комплексное использование активных и пассивных методов зондирования не только дает более полную информацию об исследуемой облачной системе, но и позволяет получить качественно новые оценки, характеризующие ее состояние, такие, например, как среднее значение влажности и ее распределение в направлении зондирования [13, 18]. По смещению изолиний водозапаса, полученных с помощью радиотеплолокатора [24, 25], и изоэхо, полученных с помощью МРЛ, можно, в принципе, получить информацию о пространственном распределении мелкокапельной и крупнокапельной фракций водозапаса облачной системы, поскольку значение радиолокационной отражаемости в основном зависит от

размера крупных капель [22], а интегральное поглощение радиоволн от суммарного количества воды вдоль луча зондирования [3].

С помощью метода ПАРЛЗ с использованием поляризационных приставок можно проводить исследование процессов фазовой перестройки облачной системы, что важно не только для проблемы АВ, но и для исследований по физике облаков.

Кроме того, метод ПАРЛЗ может быть использован для оперативной оценки условий распространения радиоволн в тропосфере при наличии гидрометеоров.

2. Исходными величинами, измеряемыми пассивно-активной радиолокационной станцией (ПАРЛС) и содержащими косвенную информацию о состоянии облачной атмосферы, являются радиолокационная отражаемость Z и радиояркая температура $T_{я}$. Зависимости между Z и метеорологическими параметрами облачной атмосферы, носящие, как правило, корреляционный характер, в настоящее время достаточно хорошо известны [6, 19, 22, 23].

Радиотеплолокационное определение интегрального содержания водяного пара Q_l , водозапаса облачного слоя W_l и водозапаса слоя дождя R_l в направлении зондирования l основано на связи этих интегральных параметров влагосодержания с оптической толщиной (интегральным ослаблением радиоволн) τ_l [12]:

$$\tau_l(\lambda) \approx a(\lambda)Q_l + \psi(\lambda, T_{э\text{ обл}})W_l + \chi(\lambda, T_{э\text{ д}}, N(D))R_l + \tau_{hl}(\lambda), \quad (1)$$

где a , ψ и χ — эффективные значения удельных коэффициентов ослабления в водяном паре, облаках и дожде, $T_{э\text{ обл}}$ и $T_{э\text{ д}}$ — эффективные температуры облака и слоя дождя, $N(D)$ — функция распределения капель дождя по размерам (D — диаметр капель), λ — длина волны, τ_{hl} — оптическая толщина O_2 в направлении l . Оптическая толщина τ_l может быть найдена по измеренной радиояркой температуре [8, 14].

Выполняя измерения τ_l на трех или более длинах волн и считая значение τ_{hl} известным из априорных эмпирических данных, можно из системы, составленной из уравнений типа (1), определить Q_l , W_l и R_l . Так как эта система содержит и неизвестные ошибки измерений (а также ошибки модели), то для ее решения целесообразно использовать методы оптимальной статистической оценки [5, 20, 26].

Значительная пространственно-временная изменчивость характеристик облачности и осадков, а также существенная зависимость ослабления радиоволн от температуры капель облаков и осадков и от распределения капель осадков по размерам обуславливают целесообразность использования априорной информации при решении задач пассивно-активного зондирования облачной атмосферы, т. е. привлечение эмпирических данных и полуэмпирических моделей. Основными элементами априорной информации являются:

— эмпирические или полуэмпирические модели облачности, из которой выпадают жидкие осадки;

— статистические эмпирические данные о пространственно-временной структуре полей жидких осадков у поверхности земли;
— полуэмпирические модели вертикальной структуры полей жидких осадков.

На первом этапе исследований целесообразно ограничиться двумя основными моделями облачной атмосферы с жидкими осадками: моделью фронтальной облачной системы N_s — A_s — C_s с обложными осадками и моделью кучево-дождевого облака C_b с ливневыми осадками. Отметим, что для решения задач АВ наиболее важна вторая модель.

Кроме того, имеет смысл подразделять рассматриваемую априорную информацию на «стационарную», характеризующую некоторое осредненное состояние облачной системы, и на «динамическую», характеризующую эволюцию этой системы.

Создание таких полуэмпирических моделей облачной атмосферы с осадками позволяет:

1) выполнить расчеты переноса микроволнового излучения в атмосфере при наличии облаков и жидких осадков и создать стационарные и динамические радиометеорологические модели облачной атмосферы с осадками. Эти модели должны включать в себя статистические характеристики радиотеплового излучения, ослабления и отражаемости радиоволн, основные закономерности их изменения со временем и параметры связи с основными характеристиками облаков и осадков (аналогично моделям облачности, не дающей осадков [4]);

2) разработать оптимальные методы определения параметров облачности и осадков по результатам пассивно-активных радиолокационных измерений:

- выбрать оптимальные спектральные каналы зондирования;
- оценить информативность и точность косвенного определения параметров облачности и осадков;
- составить рекомендации по использованию дополнительных метеорологических измерений;

3) составить рекомендации по использованию дистанционно измеряемых радиофизических характеристик облачности и осадков при разработке соответствующих моделей в целях их дальнейшего развития применительно к решению задач АВ.

В предлагаемой работе в качестве первого шага рассматривается полуэмпирическая стационарная модель N_s — A_s — C_s с обложными осадками. Статистические эмпирические данные о значениях параметров облачности N_s приведены в [4, 7].

3. За основу анализа эмпирических данных о полях осадков у поверхности земли принято исследование их структуры при временных масштабах, характерных для реальных осадков, т. е. исследование пространственно-временной структуры отдельных дождей и, более того, отдельных флуктуаций, из которых эти дожди состоят.

Ниже приводятся результаты подобного анализа, относящиеся к широкому спектру типов жидких осадков, а не только к об-

ложным осадкам из фронтальных систем Ns—As—Cs. Анализ был выполнен по следующим трем направлениям:

определение роли осадков различной интенсивности в процессе их выпадения;

генетико-морфологическая классификация осадков;

исследование пространственно-временной структуры полей осадков (линейных размеров очагов осадков, их площадей, коэффициента заполнения ими территории заданных размеров).

В работе [2] для территории СССР, различных материков и акваторий океанов показано, что в высоких широтах (приблизительно до 65° с. ш.) более 95 % суммарной продолжительности осадков за теплое полугодие приходится на осадки с интенсивностью $I \leq 0,05$ мм/мин. В средних широтах ($50..65^\circ$ с. ш.) на их долю приходится 80..85 % суммарной продолжительности жидких осадков. При продвижении по территории СССР на юг увеличивается продолжительность крупнокапельных обложных и ливневых осадков.

Доля осадков с $I \leq 0,05$ мм/мин в суммарном количестве выпадающей за теплое полугодие влаги составляет примерно 60 % на Крайнем Севере и северо-восточной части СССР и всего лишь около 20 % на юге.

Таким образом, дожди с малой интенсивностью являются наиболее длительными и вероятными, однако максимальное количество влаги выпадает за счет дождей с большой интенсивностью. Этот вывод относится и к дождям над океанами.

Анализ распределения осадков по градациям интенсивности, ярко выраженный многомодовый характер этого распределения (признак смешения в единой совокупности данных, относящихся к генетически неоднородным типам осадков), территориальная устойчивость положения мод относительно заданных градаций интенсивности позволили провести классификацию осадков по генетико-морфологическим признакам. В соответствии с указанной классификацией можно привести диапазоны изменения интенсивности (мм/мин), соответствующие различным видам осадков:

Морось	$\leq 0,02$
Мелкокапельные обложные	0,03..0,05
Крупнокапельные обложные	0,06..0,10
Ливневые	$> 0,10$

Пространственно-временной анализ полей осадков показал, что наиболее крупные структурные образования осадков в пространстве определяются масштабами фронтов или неустойчивых воздушных масс. Горизонтальная протяженность зон осадков может изменяться от десятков до сотен километров. При этом, как правило, осадки выпадают в отдельных движущихся очагах области, охваченной дождем. Лишь увеличение масштабов временно́го осреднения создает видимость сплошного покрытия этой области осадками.

Если рассматривать дождь как пространственно-временное явление, можно отметить следующие особенности. Вся продолжительность дождя делится на интервалы времени, в которые пространственное распределение поля осадков как бы стабилизируется, т. е. осадки выпадают лишь на некоторых постоянных станциях. Интенсивность дождя при этом на каждой станции может изменяться. Затем происходит некоторое перераспределение запасов воды в облачной системе и перемещение самой системы. При этом состав станций, над которыми выпадают осадки, изменяется. После этого в течение некоторого времени вновь наблюдается пространственная стабилизация процесса выпадения осадков. Такой цикл повторяется несколько раз.

Средняя продолжительность состояний пространственной стабилизации поля осадков фронтального происхождения по данным Валдайского ливнемерного полигона колеблется от 25...40 до 120...140 мин. Следует отметить, что время жизни отдельных очагов, из которых состоит поле осадков, либо равно продолжительности пространственной стабилизации этого поля, либо превышает ее.

Таким образом, первичным элементом пространственной структуры поля осадков можно считать отдельный очаг, а первичным элементом его временной структуры — продолжительность пространственной стабилизации поля осадков.

Выбор этих критериев для анализа статистической структуры полей осадков, на наш взгляд, представляется вполне оправданным и наиболее соответствующим природе рассматриваемого явления. До этого, как правило, все характеристики поля осадков привязывались к искусственно выбранным временным масштабам: году, месяцу, декаде, суткам, часу и т. п.

Пространственный анализ очагов осадков показал, что они обычно имеют неправильную форму, чаще всего напоминающую слегка деформированный эллипс, и различные размеры.

Распределение числа очагов в пространственном поле осадков в фиксированный момент времени (в период пространственной стабилизации) можно представить следующим образом:

Число очагов	1	2..3	4..5	6..7	>7
Повторяемость, %	22	34	18	17	9

Таким образом, наиболее вероятны состояния стабилизации поля осадков, при которых наблюдается 2...3 очага (34 % всех случаев). В 56 % всех случаев наблюдается 1...3 очага.

Какой-либо существенной зависимости между средней протяженностью очагов осадков и интенсивностью дождя внутри очагов не обнаружено. Лишь начиная с очень больших значений интенсивности протяженность осадков уменьшается. Таким образом, для первичных элементов структуры поля осадков такая зависимость четко не прослеживается. По-другому обстоит дело с макроструктурой полей осадков. Здесь имеется явная связь между интенсивностью осадков и площадью охваченных ими территорий.

В табл. 1 приведены повторяемости очагов осадков различной площади. Из таблицы видно, что размеры очагов осадков с площадью менее 20 км² в районах преобладания внутримассовых процессов (южные степные районы) меньше, а вероятность их больше, чем в умеренных широтах. В районе Валдая вероятность очагов площадью до 10 км² составляет лишь около 20 %, в степных районах Украины 45...50 %, а в Сальских степях (пустынного типа) уже более 60 %.

Таблица 1

Повторяемость (%) очагов осадков различной площади

Район	Площадь, км ²						
	<10	11...20	21...30	31...40	41...50	51...100	>100
Валдай	21	21	16	7	2	17	17
Днепропетровская область							
ЭМП	49	17	14	9	1	3	7
Велико-Анадольская станция	45	19	15	10	1	4	6
Сальские степи	64	19	4	3	3	7	—

Показательной характеристикой пространственной структуры полей осадков является вероятность выхода из зоны дождя по мере удаления от его центра (табл. 2). Естественно, что она особенно быстро возрастает (по мере увеличения расстояния) в южных районах, характеризующихся частым выпадением осадков ливневого характера.

И наконец, очень важной характеристикой пространственного распределения осадков является коэффициент заполнения ими территории заданных размеров. Значения этого коэффициента приведены в табл. 3.

4. Переходя к моделированию вертикальной структуры полей жидких осадков, рассмотрим рост и выпадение осадков из слоисто-дождевых облаков на стадии их полного развития, когда

Таблица 2

Вероятность (%) одновременного выпадения осадков в центре дождя и пункте, удаленном на расстояние ρ

Район	ρ км									
	1...10	11...20	21...30	31...40	41...50	51...60	61...70	71...80	81...90	91...100
Валдай	60	47	40	36	41	31	32	41	59	63
Днепропетровская область	59	44	39	38	24	25	—	—	—	—
Сальские степи	61	52	56	48	29	27	—	—	—	—

осадки занимают всю толщу облачной атмосферы. Искомыми величинами являются спектры осадков на разных уровнях, заданной величиной — один из моментов функции распределения, а именно интенсивность осадков у поверхности земли.

Рассмотрим уравнение, выражающее сохранение массы частиц осадков с учетом микрофизических процессов:

$$\frac{dM}{dt} = -M \operatorname{div} \mathbf{v} + \left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{коаг}} + \left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{конд}}, \quad (2)$$

где M — абсолютная водность осадков, t — время.

Отличительными признаками слоисто-дождевых облаков являются: квазистационарность, горизонтальная однородность, относительно небольшое значение скорости вертикальных потоков ($|w/v| \ll 1$, где w — скорость вертикальных потоков, v — средне-взвешенная по объемам скорость падения частиц).

Таблица 3

Повторяемость (%) различной степени заполнения осадками ограниченной территории (Днепропетровская область)

Место измерения	Способ получения данных	Коэффициент заполнения, %		
		1...2	3...5	5
ЭМП	Осадкомерная сеть	47	28	25
	Самолетные измерения	40	30	30
Велико-Анадольская станция	Осадкомерная сеть	45	23	32

Учитывая эти свойства слоисто-дождевых облаков, преобразуем (2) к более простому виду:

$$v \frac{dM}{dt} = -M \frac{\partial v}{\partial z} + \left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{коаг}} + \left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{конд}}. \quad (3)$$

Для того чтобы записать в явном виде выражения для величин, входящих в уравнение (3), зададим функцию распределения частиц осадков по размерам Маршалла — Пальмера

$$N(D) = N_0 \exp\{-\lambda^* D\}, \quad (4)$$

где $N(D)dD$ — концентрация частиц в интервале размеров $D \pm \pm dD/2$, N_0 и λ^* — параметры. N_0 изменяется мало, поэтому в соответствии с эмпирическими данными можно принять $N_0 = 8 \times 10^6 \text{ м}^{-4}$ [15]. Аналогичная формула применяется и для описания спектра ледяных частиц. В этом случае в качестве величины, характеризующей размер частицы, берется ее эквивалентный диаметр, т. е. диаметр капли, образующейся при таянии частицы.

Средняя скорость падения частиц осадков определяется по формуле

$$v = \int_0^{\infty} D^3 v_i(D) e^{-\lambda^* D} dD / \int_0^{\infty} D^3 e^{-\lambda^* D} dD, \quad (5)$$

где $v_i(D)$ — скорость падения отдельной частицы. Скорость коагуляционного роста отдельной частицы осадков описывается уравнением [17]

$$\frac{dM_i}{dt} = - \frac{\pi d_i^2}{4} E_i v_i m, \quad (6)$$

где E_i — коэффициент коагуляции, m — абсолютная водность облачных капель, d_i — сечение объема, из которого происходит вымывание облачных капель. В случае роста жидких осадков $d_i = D$.

Полагая, что частицы осадков не взаимодействуют между собой, можно записать уравнение для скорости роста водности дожда:

$$\left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{коар}} = \int_0^{\infty} \frac{dM_i}{dt} N(D) dD = 6,96 \cdot 10^{-4} E N_0^{1/3} M^{2/3} \exp\left(-\frac{kz}{2}\right), \quad (7)$$

где $k = 10^{-4} \text{ м}^{-1}$. Множитель, содержащий k , характеризует влияние изменения плотности воздуха с высотой на скорость падения частиц. Аналогичное выражение записывается для $\left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{конд}}$. Преобразуем уравнение (3) к расчетному виду:

$$\begin{aligned} \frac{dM}{dz} &= - \frac{9}{4} kM + \frac{8}{9} \frac{1}{v} \left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{коар}} + \frac{8}{9} \frac{1}{v} \left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{конд}} = \\ &= -0,444 \cdot 10^{-4} M - 0,16 \cdot 10^{-4} E m N_0^{1/3} M^{2/3} - \\ &- 4,45 \cdot 10^{-3} N_0^{0,475} M^{0,525} \frac{\sigma}{f_B(T, P)} \exp\left(-\frac{kz}{2}\right). \end{aligned} \quad (8)$$

В выражении (8) $f_B(T, P)$ представляет собой функцию температуры и давления, входящую в уравнение конденсационного роста частицы.

Рассмотрим физический смысл слагаемых в правой части (8). Слагаемое, пропорциональное M , описывает влияние сжимаемости атмосферы на водность осадков; слагаемые, пропорциональные $M^{2/3}$ и $M^{0,525}$, описывают влияние коагуляции и конденсации (испарения) соответственно.

Аналогичное уравнение записывается для вертикального градиента водности осадков в виде снега.

Граничным условием для уравнения (8) служит значение водности M при $z=0$. Это значение определяется по известной ин-

тенсивности осадков I (мм/ч) у поверхности земли из соотношения:

$$I = 3,6Mv. \quad (9)$$

В уравнение (8) входит ряд параметров, одни из которых являются константами, а другие зависят от высоты. Одним из наиболее важных параметров является водность облачных капель m , которая определяет скорость коагуляционного роста частиц осад-

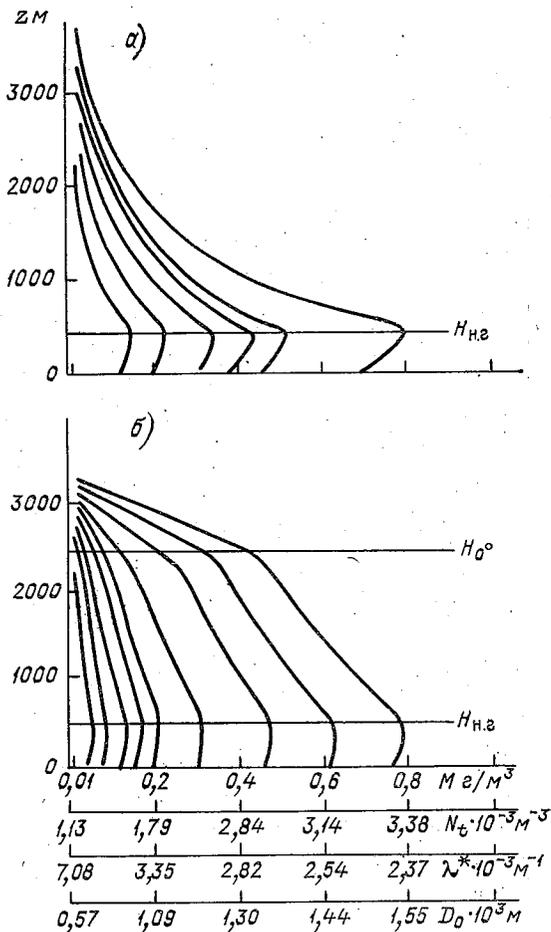


Рис. 1. Вертикальные профили характеристик облажных осадков.

M — водность, N_t — общая концентрация частиц осадков, λ^* — множитель в показателе экспоненты формулы Маршалла — Пальмера, D_0 — диаметр частицы медианного объема.

a — январь, Арктика; b — июль, умеренные широты.

ков. Значение m в облаках задавалось по эмпирическим данным. Для этого были использованы зависимости m от температуры [21] и средние вертикальные профили температуры при наличии обложных осадков для разных сезонов года [7]. Комбинация этих зависимостей позволяет определить m как функцию высоты. Ниже основания облака водность облачных капель полагалась равной нулю.

Другим важным параметром, зависящим от высоты, является относительное пересыщение σ . Под основанием облака $\sigma < 0$, в результате чего происходит испарение осадков. При расчетах принималось, что ниже основания облака $\sigma = -0,1$, что соответствует относительной влажности 90 %. Высота нижней границы N_s , согласно [10], принималась равной 500 м для средних широт и 350 м для Арктики. Пересыщение относительно воды в слоистообразных облаках очень мало и, как показывают оценки, не оказывает существенного влияния на образование жидких осадков. В соответствии с этим при расчете водности дождя внутри облака мы пренебрегли членами, пропорциональными σ . Пересыщение относительно льда играет заметную роль при росте кристаллов. Значения этого пересыщения рассчитывались исходя из допущения, что внутри облаков наблюдается насыщение относительно воды.

Значение коэффициента коагуляции принималось равным 0,8 для капель дождя и 0,9 для кристаллов. При этом полагалось, что кристаллы имеют форму обзерненных пластинок.

Примеры полученных в результате расчетов вертикальных профилей характеристик осадков приведены на рис. 1. На рисунке выделяются три слоя атмосферы, в которых эволюция осадков происходит по-разному: слой испарения осадков под основанием облака, слой относительно медленного роста жидких осадков и слой более быстрого роста осадков в форме снега. Задание спектра частиц осадков в форме (4) позволяет по непосредственно рассчитываемой величине M вычислить другие параметры, характеризующие осадки. Полученные результаты согласуются с имеющимися эмпирическими данными. Так, в [16] указывается, что в средних широтах дождь, образующийся при таянии ледяных частиц и имеющий интенсивность около 0,4 мм/ч выпадает при средней мощности облаков 3150 м. Близкие значения были получены при расчетах, результаты которых показаны на рис. 1 б.

Таким образом, рассмотренная модель позволяет описать вертикальную структуру обложных осадков, если известны значения интенсивности этих осадков у поверхности земли. Располагая сведениями о пространственно-временной структуре полей осадков у поверхности Земли (см. п. 3) и состоянии атмосферы, можно восстановить вертикальную структуру этих полей на исследуемой территории, что отвечает поставленной в настоящей работе задаче создания полуэмпирических моделей облачной атмосферы при наличии осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Активно-пассивная радиолокационная станция для исследования атмосферы/Н. В. Горностаев, А. И. Новоселов, В. А. Петрушевский и др. — Труды ГГО, 1975, вып. 328, с. 120—124.
2. Алибегова Ж. Д. Структура полей жидких осадков за короткие интервалы времени. — Л.: Гидрометеоздат, 1975. 134 с.
3. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радиоизлучение Земли как планеты. — М.: Наука, 1974. — 188 с.
4. Бобылев Л. П., Тарабукин И. А., Шукин Г. Г. Характеристики радиотеплового излучения и поглощения облачной атмосферы. — Труды ГГО, 1979, вып. 430, с. 19—35.
5. Бобылев Л. П., Шукин Г. Г. Информативность, точность и оптимальные условия косвенных наземных радиотеплолокационных измерений интегрального содержания водяного пара атмосферы, водозапаса и эффективной температуры облаков. — См. наст. сборник.
6. Брылев Г. Б., Низдойминова Г. Л., Степаненко В. Д. Вопросы практического применения радиолокационной метеорологической информации. Обзор, сер. метеоролог. — Обнинск, 1978. 60 с.
7. Васищева М. А., Шукин Г. Г. Экспериментальные исследования водности облаков. Статистические модели атмосферы. Обзор, сер. метеоролог. — Обнинск, 1977. 94 с.
8. Волчок Б. А., Черняк М. М. Перенос микроволнового излучения в облаках и осадках. — Труды ГГО, 1968, вып. 222, с. 83—99.
9. Горелик А. Г., Калашников В. В. Определение интегральной водности дождевых облаков и высоты слоя дождя СВЧ радиометрическим методом. — Труды ЦАО, 1972, вып. 103, с. 58—63.
10. Дубровина Л. С. Вертикальная структура атмосферных осадков. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1978, вып. 49, с. 25—35.
11. Исследование водности облаков с помощью трехсантиметрового радиометра/Л. П. Бобылев, М. А. Васищева, А. И. Новоселов и др., — Труды ГГО, 1975, вып. 328, с. 50—58.
12. Калашников В. В., Трубников Б. М., Фалин В. В. Радиотехнический комплекс для исследования влагосодержания и водосодержания атмосферы. — В кн.: Радиофизические исследования атмосферы. Труды Всесоюзного симпозиума по радиофизическим исследованиям атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1977, с. 216—222.
13. Комплексное активно-пассивное радиолокационное зондирование облачности/Г. Г. Шукин, Л. П. Бобылев, Я. К. Ильин и др. — Труды ГГО, 1978, вып. 411, с. 3—12.
14. Кутуза Б. Г. Экспериментальные исследования ослабления и радиоизлучения дождя в СВЧ диапазоне. — Труды ГГО, 1968, вып. 222, с. 111—120.
15. Литвинов Н. В. Структура атмосферных осадков. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 152 с.
16. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 639 с.
17. Мейсон. Б. Дж. Физика облаков. — Л.: Гидрометеоздат, 1961. — 541 с.
18. Попова Н. Д., Шукин Г. Г. К методике определения профиля водности в облаках методом пассивно-активной радиолокации. — Труды ГГО, 1977, вып. 395, с. 68—71.
19. Радиолокационные измерения осадков/А. М. Боровиков, В. В. Костарев, И. П. Мазин и др. — Л.: Гидрометеоздат, 1967. — 140 с.
20. Рао С. Р. Линейные статистические методы и их применение. — М.: Наука, 1968. — 548 с.
21. Статистические характеристики пространственной и микрофизической структуры облаков. Авиационно-климатологический атлас-справочник СССР. Под ред. Л. С. Дубровиной. — М.: Гидрометеоздат, 1975, вып. 3, т. 1, 2.
22. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1973. — 343 с.

23. Степаненко В. Д., Шукин Г. Г., Брылев Г. Б. Активная и пассивная радиолокация облаков, осадков и гроз.— В кн.: Современные фундаментальные и прикладные исследования Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова.— Л.: Гидрометеиздат, 1977, с. 77—87.

24. Экспериментальное радиотеплолокационное определение влагосодержания облачной атмосферы/Г. Г. Шукин, Л. П. Бобылев, В. Н. Вьюгинов и др.— См. наст. сборник.

25. Decker M. T., Dutton E. J. Radiometric observations of liquid water in thunderstorm cells.— J. Atmosph. Sci., 1970, vol. 27, N 5, p. 785—790.

26. Deutsch R. Estimation theory.— N. Y.: Prentice Hall, Inc. 1965. 270 p.

*Г. Г. Шукин, Л. П. Бобылев, В. Н. Вьюгинов,
Я. К. Ильин, А. И. Ляшко*

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ РАДИОТЕПЛОЛОКАЦИОННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ ОБЛАЧНОЙ АТМОСФЕРЫ

С целью проверки основных положений рассмотренных в [1, 2] наземных радиотеплолокационных методов определения влагосодержания облачной атмосферы был выполнен ряд экспериментальных наблюдений.

1. Экспериментальное радиотеплолокационное определение интегрального содержания водяного пара Q и водозапаса W слоистообразных облаков проводилось летом 1976 г. на о. Сааремаа (Эстонская ССР). Использовалась радиотеплолокационная станция (РТЛС) [4], имеющая четыре супергетеродинных модуляционных приемника, работающих на длинах волн 0,8; 1,35; 1,6 и 3,2 см. Чувствительность приемников составляет 0,5...1 К при постоянной времени интегрирования сигнала $\Delta\tau_p=1$ с; порога пропускания УПЧ равна 150...200 МГц. Высокочастотные блоки всех приемников размещены в одном корпусе, расположенном в фокусе параболической антенны диаметром 2,5 м [4].

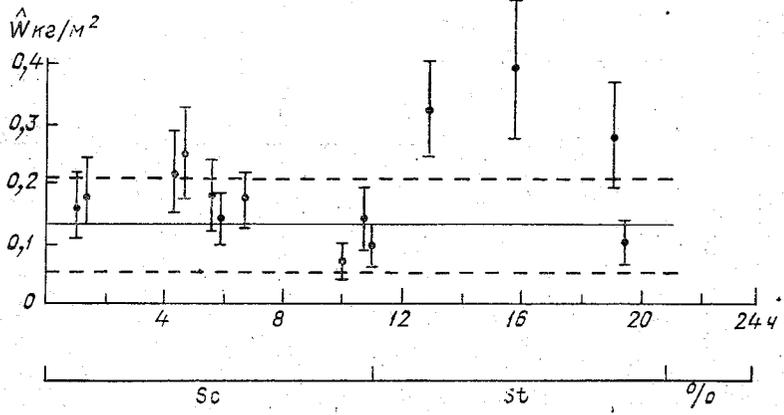
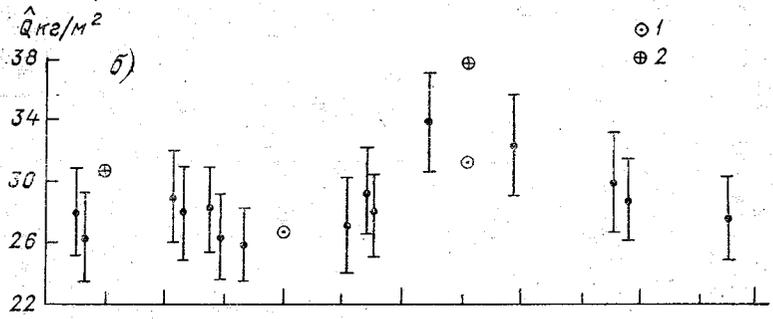
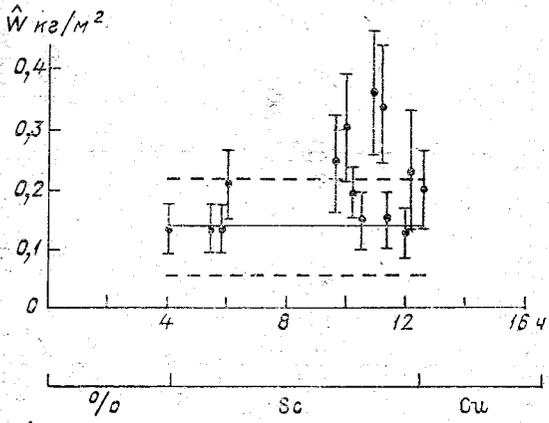
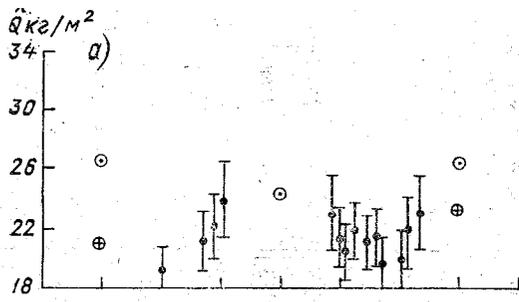
Для измерений использовались только два канала: 0,8 и 1,35 см. Это обусловлено тем, что каналы 1,6 и 3,2 см недостаточно информативны для зондирования слоистообразных облаков [2]. Определение оптической толщины τ производилось методом угломестных разрезов. В качестве опорной области использовался лес.

Измерения производились лишь при сплошном покрытии неба облачностью при отсутствии осадков.

Относительная средняя квадратическая ошибка определения τ обусловлена в основном неизвестным фоном по боковым лепесткам диаграммы направленности антенны (ДНА) и составляет 10%. Комбинация длин волн $\lambda_1=0,8$ см и $\lambda_2=1,35$ см близка к оптимальной для зондирования слоистообразных облаков [2].

Значения величин и элементов матриц, необходимых для определения Q и W по измеренным оптическим толщинам на $\lambda_1=0,8$ см и $\lambda_2=1,35$ см с привлечением априорной информации (лето, Прибалтика, 10%-ная ошибка измерения с)

Облачность	Q_0 кг/м ²	W_0 кг/м ²	σ_{10} Нп	σ_{20} Нп	B_X	B_e	A	D
Ac	25,62	0,11	0,115	0,196	[52,9 0 0,0047	[1,32 · 10 ⁻⁴ 0 3,84 · 10 ⁻⁴	[0,0014 0,0066	[-14,87 2,58 130,6 -0,411
St, Sc	23,84	0,13	0,11	0,183	[43,03 0 0,0065	[1,21 · 10 ⁻⁴ 0 3,35 · 10 ⁻⁴	[0,0015 0,0066	[-12,27 3,19 128,8 -0,536
Безоблачно	19,50	—	0,083	0,114	[44,89	[6,88 · 10 ⁻⁵ 0 1,30 · 10 ⁻⁴	[0,0015 0,0066	[55,8 130,0



Для оценки Q и W по значениям τ использована априорная эмпирическая информация, приведенная в [3], и соотношение

$$\begin{bmatrix} Q - Q_0 \\ W - W_0 \end{bmatrix} = D \begin{bmatrix} \tau_1 - \tau_{10} \\ \tau_2 - \tau_{20} \end{bmatrix}, \quad (1)$$

где

$$D = (B_X^{-1} + A^T B_\varepsilon^{-1} A)^{-1} A^T B_\varepsilon^{-1}, \quad (2)$$

A — матрица плана эксперимента, B_X и B_ε — ковариационные матрицы оцениваемых параметров и ошибок наблюдений соответственно [1], Q и W — оценки параметров Q и W ; а Q_0 и W_0 — их средние климатические значения, τ_{10} и τ_{20} — средние климатические значения оптической толщины для $\lambda_1=0,8$ и $\lambda_2=1,35$ см.

Значения элементов матриц B_X , B_ε , A и D , а также величин Q_0 , W_0 , τ_{10} и τ_{20} приведены в табл. 1. В связи с тем, что параметры, характеризующие St и Sc , близки друг к другу, для них использована общая матрица оценок D .

Формулы (1), (2) и данные табл. 1 позволяют составить следующие рабочие соотношения для определения оценок Q и W :

для Sc и St

$$\left. \begin{aligned} Q &= -12,27 \tau_1 + 128,8 \tau_2 + 1,62 \\ W &= 3,19 \tau_1 - 0,536 \tau_2 - 0,123 \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

для Ac

$$\left. \begin{aligned} Q &= -14,87 \tau_1 + 130,6 \tau_2 + 1,73 \\ W &= 2,58 \tau_1 - 0,411 \tau_2 - 0,102 \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

для безоблачной атмосферы (однопараметрическая задача [2])

$$Q = 55,8 \tau_1 + 130,0 \tau_2 - 0,05. \quad (5)$$

Для примера на рис. 1 приведены результаты определения Q и W 10 и 18 июля 1976 г. Точками отмечены экспериментальные значения Q и W . Вертикальными отрезками показаны средние квадратические ошибки определения Q и W : $\pm \sigma_{Q-Q}$ и $\pm \sigma_{W-W}$.

В связи с отсутствием самолетного зондирования облачности нет возможности сравнить полученные значения водозапаса с результатами прямых измерений. Оценки W можно сопоставить лишь со средними климатическими значениями W_0 . С этой целью на рисунке сплошной горизонтальной чертой отмечено значение W_0 , а пунктиром значения $W_0 \pm \sigma_W$. Большинство эксперименталь-

Рис. 1. Значения Q и W и средние квадратические ошибки их определения по результатам радиотеплолокационного зондирования облачной атмосферы на длинах волн $\lambda_1=0,8$ см и $\lambda_2=1,35$ см на о. Сааремаа (Эстонская ССР) 10 VII 1976 г. (а) и 18 VII 1976 г. (б).

1 — Рига, 2 — Таллин.

ных значений водозапаса попадает в интервал $(W_0 - \sigma_w) \dots (W_0 + \sigma_w)$. Однако ряд значений W существенно превышает средние климатические. Это превышение вряд ли обусловлено ошибками определения W . По-видимому, его можно отнести за счет большого водозапаса облаков; в это время визуально наблюдались очень плотные облака Sc и St, а на пунктах аэрологического зондирования отмечались дождевые облака: Сb 10 июля в Риге и Ns 18 июля в Таллине.

Экспериментальные оценки Q можно сравнить с данными аэрологического зондирования в Риге и Таллине, которые нанесены на рис. 1. Наблюдается удовлетворительное совпадение радиотеплолокационных и радиозондовых оценок Q . Особенно интересны результаты зондирования, проведенного 18 июля. В этот день наблюдается хорошая корреляция радиотеплолокационных и радиозондовых значений Q . Отчетливо выделяются локальные минимум (около 6...8 ч) и максимум (около 13...14 ч) Q .

На рис. 1 отмечена также форма облаков, наблюдавшихся над пунктом радиотеплолокационного зондирования.

2. Экспериментальное радиотеплолокационное определение водозапаса $S_i \text{ song}$ было осуществлено летом 1979 г. в Крыму. Для этой цели был использован супергетеродинный модуляционный приемник, работающий на длине волны 0,86 см и совмещенный с параболической антенной диаметром 2,5 м. Модуляция сигнала осуществляется с помощью rip — аттенюатора; чувствительность при $\tau_p = 1$ с составляет 0,5 К; полоса пропускания УПЧ равна 600 МГц; полуширина главного лепестка ДНА — около 7,5'.

Определение оптической толщины $S_i \text{ song}$ τ_w осуществлялось с помощью измерения их радиояркостного контраста по формуле

$$\tau_w \approx -\ln \frac{u_{\text{оп}} - u_{\text{обл}}}{u_{\text{оп}} - u_{\text{н}}}, \quad (6)$$

где $u_{\text{обл}}$ — сигнал от облака, $u_{\text{н}}$ — сигнал от чистого неба и $u_{\text{оп}}$ — сигнал от опорной области, в качестве которой использовались участки Земли, поросшие лесом. Относительная средняя квадратическая ошибка измерений τ_w этим способом составляет приблизительно 10 %.

Методика измерений заключалась в выполнении азимутальных разрезов облака с «выходом» на участки ясного неба. Эти разрезы выполнялись для нескольких фиксированных углов места, т. е. на нескольких уровнях, пересекающих облако. Скорость сканирования антенны выбиралась такой, чтобы ее поворот на угол, равный полуширине ДНА, осуществлялся за время, превышающее постоянную времени интегрирования сигнала. В среднем каждый разрез облака выполнялся примерно за 3 мин.

Поскольку на один разрез затрачивалось сравнительно большое время, эти разрезы производились не более чем на трех уровнях, а в большинстве случаев — только на одном, проходящем через середину облака.

Для зондирования выбирались облака, расположенные недале-

ко от РТЛС. Это позволило использовать для работы углы места $\beta > 10^\circ$, при которых на $\lambda = 0,86$ см отсутствует насыщение радиояростной температуры [3].

Длина волны $\lambda = 0,86$ см использовалась в связи с отсутствием радиометра, работающего в оптимальном диапазоне $\lambda_{\text{опт}} = 1,8$ см [2]. В результате ошибки определения W были больше, чем на $\lambda_{\text{опт}}$.

Определение водозапаса Cu cong по измеренным значениям τ_W производилось без привлечения априорной информации с использованием среднего значения эффективной температуры облаков. Для перехода от τ_W к W использовалось соотношение

$$W \approx 3,57 \tau_W. \quad (7)$$

Для иллюстрации полученных результатов рассмотрим зондирование Cu cong 20 июня 1979 г. (13 ч 15 мин... 13 ч 45 мин). В этот день над Крымом проходил холодный фронт, в передней части которого наблюдалась интенсивная конвекция с образованием мощных кучевых и кучево-дождевых облаков.

По результатам зондирования выбранного облака, приведенным на рис. 2, можно проследить эволюцию Cu cong . С 13 ч 16 мин до 13 ч 35 мин наблюдается сравнительно узкая область (ячейка 3) с большим водозапасом: в центре этой ячейки $W = 5...6$ кг/м². В это же время наблюдаются ячейки 1 и 2 со значительно меньшим водозапасом. В дальнейшем ячейка 3 распадается и исчезает совсем. В то же время ячейки 1 и 2 растут, причем рост ячейки 1 наблюдается и на более высоком уровне ($\beta = 18,5^\circ$). Приблизительно с 14 ч ячейка 2 также начинает распадаться.

Такое многоячеековое распределение водозапаса Cu cong соответствует современным представлениям о структуре и динамике мощных кучевых облаков [6]. Из анализа результатов рассмотренного эксперимента следует, что отдельные ячейки облаков обладают индивидуальными жизненными циклами, не совпадающими с циклами других ячеек.

Таким образом, значения водозапаса в ячейке могут достигать 6 кг/м², что согласуется с оценками вероятных значений W_0 для Cu cong , приведенными в [3]. С другой стороны, это почти в два раза меньше значений водозапаса в грозовых ячейках (до 10 кг/м²), наблюдавшихся Декером и Даттоном [7].

Выполнение азимутальных разрезов на нескольких уровнях позволяет построить карту изолиний водозапаса. Такая карта приведена на рис. 3. Время осреднения значений W составляет 10 мин. Ниже $\beta = 12^\circ$ разрезы выполнить не удалось, поэтому показана лишь верхняя часть облака.

На приведенной карте отчетливо видны две ячейки повышенного содержания жидкокапельной влаги, соответствующие ячейкам 1 и 2 на рис. 2. Максимальный водозапас каждой ячейки составляет около 3 кг/м². Размеры ячеек определить невозможно, так как расстояние до облака не измерялось.

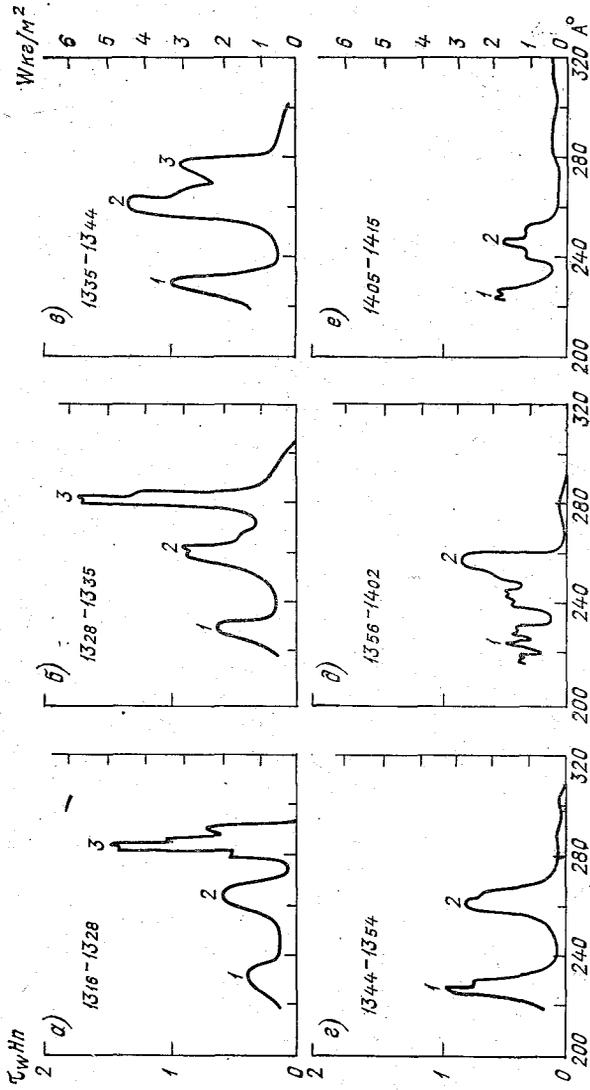


Рис. 2. Азимутальные профили водовapа W и оптической толщины жидкокапельной влаги τ_w , полученные при зондировании мощного кучевого облака на длине волны $\lambda=0,86$ см 20 VI 1978 в Крыму, при $\beta=14,5$ (а—г) и $\beta=18,5$ (д—е).

Между ячейками отмечается область, водозапас которой близок к нулю. Существование такой области согласуется с предположением Сквайрса [5] о том, что сухой воздух, расположенный у вершины облака, охладившись из-за испарения, может «провалиться» в облако на значительную глубину и привести к созданию там области с нулевой водностью.

Для исследования распределения водозаписа внутри облака и его изменения с течением времени нужно, как это следует из вышеизложенного, уменьшить постоянную времени до $0,1 \dots 0,01$ с. Это требует создания приемников с чувствительностью не хуже $0,1$ К при $\tau_p = 1$ с. Такая задача в настоящее время является выполнимой. Создание подобных приемников наряду с автоматизацией процесса радиотеплолокационных измерений позволит построить подробную карту изолиний водозаписа W Cu song приблизительно за 3 мин, а за все время жизни облака снять $10 \dots 15$ таких карт. Эта информация очень важна для исследований по физике облаков и для контроля за результатами активных воздействий.

Выполненные эксперименты подтвердили основные положения рассмотренных в [1, 2] методов радиотеплолокационного определения влагосодержания облачной атмосферы и их эффективность. Эти методы могут быть реализованы с помощью имеющейся радиотеплолокационной аппаратуры и внедрены в практику метеорологических измерений.

В заключение авторы считают своим долгом поблагодарить Б. Н. Трубникова, В. В. Калашникова и В. В. Фалина за любезно предоставленную возможность выполнения экспериментальных наблюдений на радиотеплолокационной аппаратуре ВЗМИ и за помощь в проведении экспериментов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобылев Л. П., Щукин Г. Г. Об использовании методов оптимальных статистических решений в задаче радиотеплолокационного определения влагосодержания облачной атмосферы. — Труды ГГО, 1979, вып. 430, с. 149—161.
2. Бобылев Л. П., Щукин Г. Г. Информативность, точность и оптимальные условия косвенных наземных радиотеплолокационных измерений интегрального содержания водяного пара атмосферы, водозаписа и эффективной температуры облаков. — См. настоящий сборник.
3. Бобылев Л. П., Тарабукин И. А., Щукин Г. Г. Характеристики радиотеплового излучения и поглощения облачной атмосферы. — Труды ГГО, 1979, вып. 430, с. 19—35.

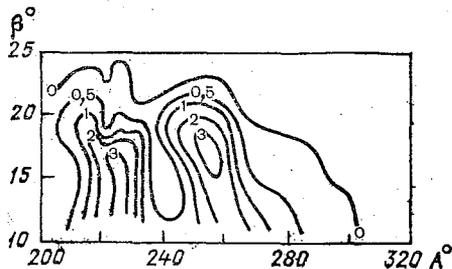


Рис. 3. Изолинии значений водозаписа W Cu song , полученных при зондировании на длине волны $\lambda = 0,86$ см, в зависимости от угла места β и азимута A .

4. Калашников В. В., Трубников Б. Н., Фалин В. В. Радиотехнический комплекс для исследования влагосодержания и водосодержания атмосферы. — В кн.: Радиофизические исследования атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1977, с. 216—222.

5. Сквайрс П. Процессы перемешивания в конвективных облаках. — В кн.: Динамика кучевых облаков. М.: Мир, 1964, с. 66—74.

6. Шметер С. М. Физика конвективных облаков. — Л.: Гидрометеониздат, 1972. 232 с.

7. Decker M. T., Dutton E. T. Radiometric observations of liquid water in thunderstorm cells. — J. Atmosph. Sci., 1970, vol. 27, No. 5, p. 785—790.

Л. П. Бобылев, Г. Г. Щукин

ИНФОРМАТИВНОСТЬ, ТОЧНОСТЬ И ОПТИМАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ КОСВЕННЫХ НАЗЕМНЫХ РАДИОТЕПЛОЛОКАЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ИНТЕГРАЛЬНОГО СОДЕРЖАНИЯ ВОДЯНОГО ПАРА АТМОСФЕРЫ, ВОДОЗАПАСА И ЭФФЕКТИВНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ОБЛАКОВ

Введение. В работе теоретически исследованы возможности наземных радиотеплолокационных методов определения интегральных параметров влагосодержания для различных типов облачной атмосферы. К этим параметрам относятся интегральное содержание H_2O Q и водозапас облаков W .

Для интерпретации результатов радиотеплолокационных измерений использован математический аппарат теории линейных статистических методов, явившийся основой для исследования информативности, точности и оптимальных условий этих измерений. Применение линейных статистических методов для решения задач радиотеплолокационного зондирования облачной атмосферы рассматривается в работе [3].

Ошибки радиотеплолокационного определения Q и W существенно зависят от того, насколько точно известна эффективная температура облаков $T_{э\text{обл}}$ [2, 3]. Значение $T_{э\text{обл}}$ может быть, в принципе, определено с помощью тех же радиотеплолокационных измерений [4]. Однако эффективность радиотеплолокационных оценок $T_{э\text{обл}}$ в настоящее время еще не исследована.

Рассмотрим 4 типа задач: трехпараметрическую задачу одновременного определения Q , W и $T_{э\text{обл}}$ ($T_{э\text{обл}}$ определяется с целью повышения точности радиотеплолокационных оценок Q и W); двухпараметрическую задачу одновременного определения Q и W ; однопараметрическую задачу определения водозапаса мощных кучевых облаков (по их радиояркостному контрасту); однопараметрическую задачу определения Q для безоблачной атмосферы. В работе [3] приведены предварительные результаты исследования возможностей решения первой и второй из указанных задач.

Линейная модель поглощения облачной атмосферы, необходимая для решения перечисленных задач, и ошибки этой модели рассмотрены в [3]. Проведем анализ возможностей радиотеплолокационных методов для шести моделей облачной атмосферы: Sc, Sc, Cu hum, Cu med и Cu cong (лето) и Ns (осень). Метеорологические и радиотеплолокационные характеристики этих моделей приведены в [2]. Для определенности будем считать, что оптическая толщина τ находится из абсолютных измерений радиояркостной температуры $T_{\text{я}}$ в зените ($\phi=0^\circ$). Точность абсолютного метода определения τ характеризуется относительной средней квадратической ошибкой измерения радиояркостной температуры k_{τ} [3].

Критерии оценки информативности радиотеплолокационных измерений. Метод линейных статистических оценок с привлечением априорной эмпирической информации был впервые использован Вестуотером и Стрэндом для восстановления вертикального профиля температуры в атмосфере по микроволновым измерениям [5, 6].

Для оценки информативности и оптимизации измерений Вестуотер и Стрэнд использовали критерии [7]

$$R = \text{Sp}\{B_X - B_{\hat{X}-X}\}; \quad (1)$$

$$F' = R/\text{Sp} B_X, \quad (2)$$

представляющие собой абсолютное R и относительное F' уменьшение полной априорной неопределенности оценки. В этих формулах \hat{X} — оценка вектора X ; B_X и $B_{\hat{X}-X}$ — ковариационные матрицы оцениваемого вектора X и ошибок оценок $\hat{X}-X$ соответственно.

При рассмотрении указанных выше задач использовался критерий

$$F = 1 - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{\sigma_{\hat{X}_i - X_i}^2}{\sigma_{X_i}^2}, \quad (3)$$

где n — количество оцениваемых параметров (размерность вектора X), $\sigma_{X_i}^2$ и $\sigma_{\hat{X}_i - X_i}^2$ — соответственно априорная дисперсия и дисперсия ошибки оценки i -го параметра. При оценке с использованием априорной информации (см. формулу (10) в [3]) для малоинформативных измерений $\sigma_{\hat{X}_i - X_i}^2 \rightarrow \sigma_{X_i}^2$ и $F \rightarrow 0$. При увеличении информативности измерений $\sigma_{\hat{X}_i - X_i}$ уменьшается, стремясь к нулю, так что $F \rightarrow 1$. В общем случае $F \in [0, 1]$.

Целесообразность использования критерия F обусловлена тем, что оцениваются параметры, значительно различающиеся по значению. Например, для Sc (лето) $\sigma_Q^2 \approx 44 \text{ кг}^2/\text{м}^4$, а $\sigma_w^2 \approx 0,006 \text{ кг}^2/\text{м}^4$ [2]. Поэтому использование критериев R или F' , сводящееся к минимизации следа $B_{\hat{X}-X}$, позволило бы получить,

прежде всего, те длины волн, которые улучшают оценку Q , а не W . При использовании критерия F этого не происходит.

Количество информации, заключенной в косвенных измерениях, ограничено двумя факторами: значительной взаимной корреляцией (взаимной зависимостью) наблюдений на разных длинах волн и ошибками измерений. Оптимизация условий радиотеплолокационного определения влагосодержания облачной атмосферы заключается в основном в выборе наиболее информативных спектральных каналов измерений, или оптимальных длин волн. Математически это сводится к максимизации F .

Условимся называть оценкой по минимуму данных оценку с использованием количества длин волн, равного количеству определяемых параметров. Оценку с использованием большего количества длин волн назовем оценкой по избыточным измерениям.

Ниже приведены результаты численных экспериментов, выполненных на ЭВМ БЭСМ-6. В этих экспериментах по соотношениям, взятым из работы [3], с использованием данных работы [2] рассчитывались ковариационные матрицы ошибок оценок B_{X-X} для разных типов облачной атмосферы и различных комбинаций длин волн.

Затем на основании максимизации F выбирались оптимальные комбинации длин волн и оценивались ошибки определения Q , W и $T_{э\text{ обл}}$.

Для анализа точности оценок Q , W и $T_{э\text{ обл}}$ использованы три характеристики: средняя квадратическая ошибка (СКО); относительная средняя квадратическая ошибка (ОСКО) (например, σ_{Q-Q}/Q_0 , где Q_0 — среднее климатическое значение Q); отношение СКО оценки к среднему квадратическому отклонению оцениваемого параметра (например, σ_{Q-Q}/σ_Q для Q). Последняя характеристика является наиболее важной, так как представляет собой отношение неопределенности радиотеплолокационной оценки к априорной неопределенности. Например, величина $1 - \sigma_{Q-Q}/\sigma_Q$ может рассматриваться как относительное уменьшение априорной неопределенности оценки Q . Такой же смысл имеют аналогичные величины для W и $T_{э\text{ обл}}$.

Возможности радиотеплолокационного определения $T_{э\text{ обл}}$ и решения трехпараметрической задачи. Рассмотрим оценку с использованием априорной информации. На рис. 1 приведены графики зависимости ошибок оценки $T_{э\text{ обл}}$, полученной по минимуму данных, от k_T . Из рисунка следует, что эффективность радиотеплолокационного определения $T_{э\text{ обл}}$ при решении трехпараметрической задачи является низкой. При реальной точности измерений ($k_T \approx 0,1$) относительное уменьшение априорной неопределенности оценки $T_{э\text{ обл}}$ для слоистообразных облаков и Cu hum фактически равно нулю ($\sigma_{T_{э\text{ обл}}}^{\wedge} - T_{э\text{ обл}} / \sigma_{T_{э\text{ обл}}} \approx 1$). Для Cu cong это уменьшение составляет 8%, а для Ns (при отсутствии осадков) — 12%, т. е. также является незначительным.

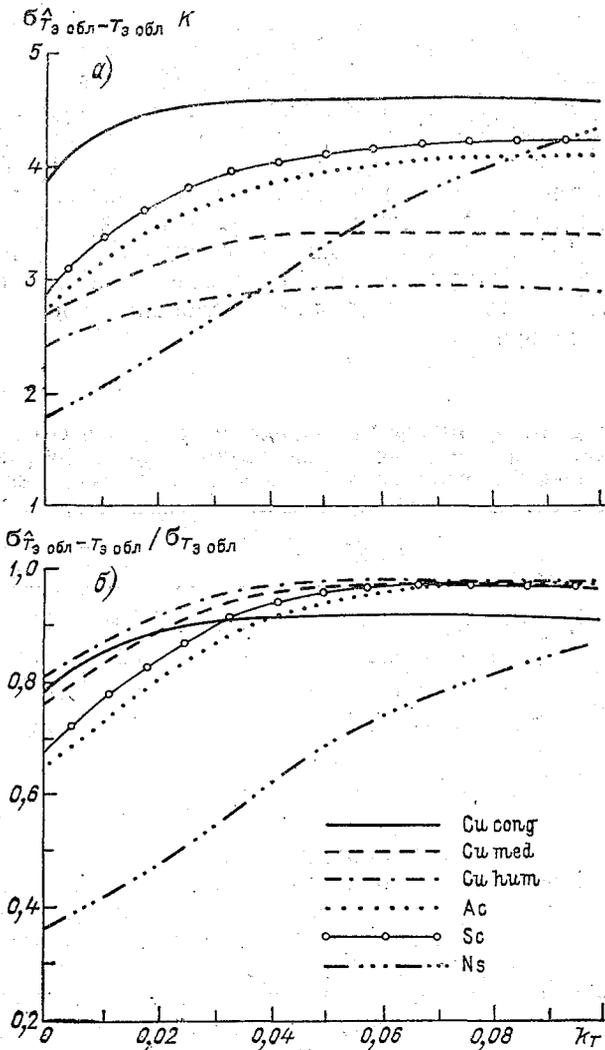


Рис. 1. Зависимость СКО оценки эффективной температуры облаков $\sigma_{\hat{T}_{э обл} - T_{э обл}}$ (а) и $\sigma_{\hat{T}_{э обл} - T_{э обл}} / \sigma_{T_{э обл}}$ (б) от ошибки измерений радиояростной температуры k_T при решении трехпараметрической задачи по минимуму данных с привлечением априорной информации (абсолютные измерения в зените).

При идеально точных измерениях ($k_T=0$) относительное уменьшение априорной неопределенности оценки $T_{э обл}$ составляет 65 % для Ns и 20...35 % для остальных типов облаков.

Низкая информативность радиотеплолокационных измерений $T_{э обл}$ в наибольшей мере проявляется при ее оценке без исполь-

зования априорной информации (см. формулу (5) из работы [3]). Использование априорной информации позволяет построить оператор оценивания (см. формулу (10) из [3]), являющийся своеобразным фильтром для выделения сигнала из шума. Используя этот фильтр, даже при больших ошибках измерений можно получить интересующие нас оценки не хуже априорных. При отсутствии априорной информации ситуация изменяется: возрастание ошибок измерений приводит к значительному увеличению ошибок оценок. В табл. 1 приведены ошибки оценки $T_{э обл}$ для Си song. Как следует из таблицы, во втором случае ошибки оценки $T_{э обл}$ быстро растут, что делает радиотеплолокационное определение $T_{э обл}$ нецелесообразным.

Таблица 1

Средние квадратические ошибки определения $T_{э обл}$ и Q при решении трехпараметрической задачи по минимуму данных при различных значениях ошибки измерения k_T (абсолютные измерения в зените)

Ошибка	Использование априорной информации	k_T			
		0	0,03	0,05	0,1
$\sigma_{T_{э обл} - T_{э обл}}$ К	Используется	3,86	4,57	4,58	4,61
	Не используется	7,18	13,77	20,85	39,81
$\sigma_{Q - Q}$ кг/м ²	Используется	3,60	4,79	5,72	6,55
	Не используется	4,25	8,36	12,69	24,26

Так как достаточная априорная эмпирическая информация имеется лишь для слоистообразных облаков и Ns [2], то решение трехпараметрической задачи возможно лишь для этих облаков. Однако из-за низкой эффективности радиотеплолокационной оценки $T_{э обл}$ решение этой задачи не имеет практического значения, а представляет только методический интерес. В этом случае можно указать оптимальные длины волн и ошибки определения Q и W . В результате выполнения численных экспериментов оказалось, что при реальной точности измерений оптимальными комбинациями длин волн при оценке по минимуму данных являются: 1,37; 0,85 и 0,42 см для Ac; 1,37; 0,85 и 0,32 см для Sc; 1,37; 0,9 и 0,27 см для Ns (при отсутствии осадков). ОСКО определения Q составляет 12 % для Ac и Sc и 20 % для Ns, при определении W — 30 % для Ac и Sc и 16 % для Ns.

Точность решения двухпараметрической задачи. Эффективность радиотеплолокационной оценки Q для Си song оказалась низкой. Так же, как и в случае $T_{э обл}$ это наиболее наглядно проявляется при оценке без привлечения априорной информации. Соответствующие оценки, приведенные в табл. 1, показывают значительное увеличение ошибки определения Q в этом случае. Поэтому

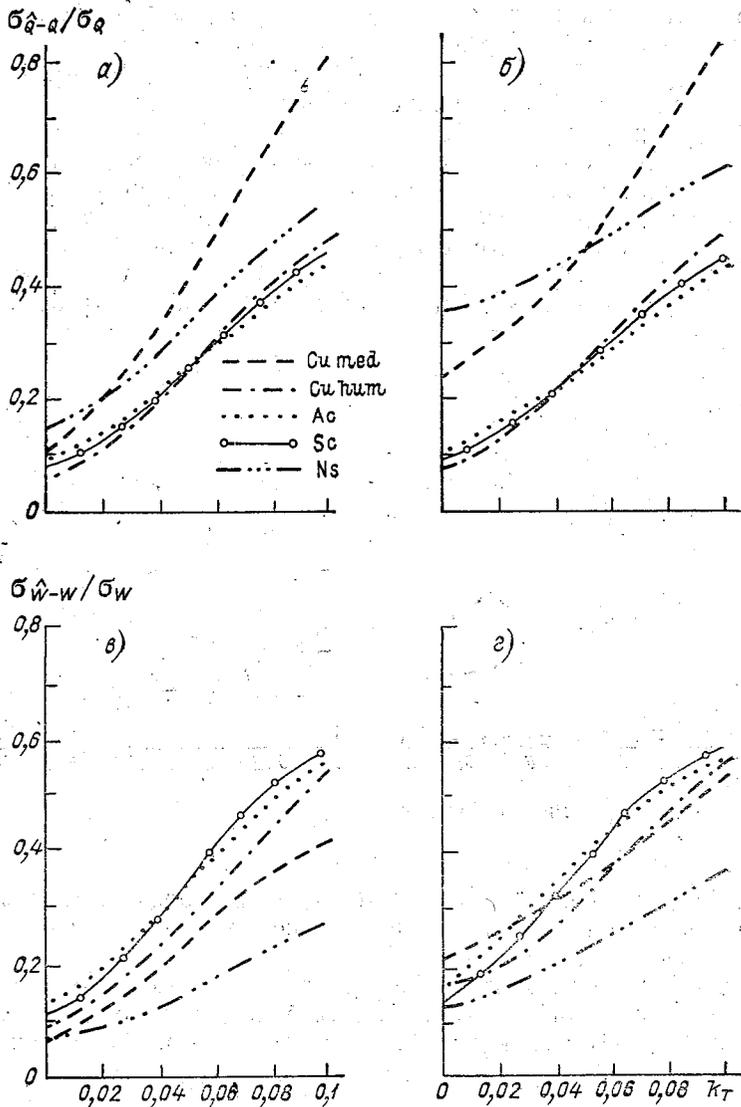


Рис. 2. Зависимость ошибок оценки Q и W при решении двух-параметрической задачи по минимуму данных от ошибки измерений радиояростной температуры k_T для точных (а, в) и средних климатических (б, г) значений $T_{0, \text{обл}}$ (абсолютные измерения в зените).

для Cu song возможно решение лишь однопараметрической задачи определения водозапаса.

Для остальных типов облачной атмосферы оценки Q и W являются достаточно эффективными. На рис. 2 приведены зависимости σ_{Q-Q}/σ_Q и σ_{W-W}/σ_W от k_T при оценке по минимуму данных с использованием априорной информации для слоистообразных облаков и Ns и без ее использования для Cu .

Из рис. 2 следует, что относительное уменьшение априорной неопределенности оценок Q и W во всем рассматриваемом диапазоне значений k_T для всех рассматриваемых типов облачной атмосферы, кроме $Cu med$, достаточно велико: не менее 50% для Q и 40% для W . Для $Cu med$ при оценке Q это уменьшение при $k_T=0,1$ составляет 20%; лишь при $k_T=0,06$ оно достигает 50%.

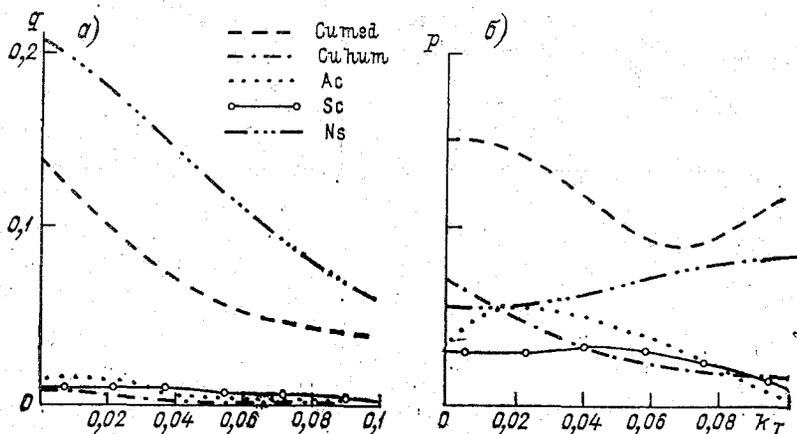


Рис. 3. Зависимость q (а) и p (б) от k_T .

Наиболее эффективной является оценка водозапаса для Ns . Относительное уменьшение априорной неопределенности этой оценки при $k_T=0,1$ достигает 65...70%.

Уже из рис. 2 заметно влияние отсутствия точного значения $T_{э обл}$ на точность оценок Q и W . Для более полного анализа этого влияния обратимся к рис. 3. На нем изображены зависимости

$$q = [\sigma_{Q-Q}(T_{э обл0}) - \sigma_{Q-Q}(T_{э обл})] / \sigma_Q;$$

$$p = [\sigma_{W-W}(T_{э обл0}) - \sigma_{W-W}(T_{э обл})] / \sigma_W,$$

характеризующие ухудшение относительного уменьшения априорной неопределенности оценок Q и W при использовании среднего климатического значения эффективной температуры облаков $T_{э обл0}$ вместо истинного $T_{э обл}$.

Из рис. 3 следует, что при $k_T=0,1$ отсутствие точных значений $T_{э обл}$ в большей степени сказывается на точности оценок W . Для

слоистообразных облаков и $Cu\ hum$ при $k_T=0,1$ влияние отсутствия точных значений $T_{э, обл}$ на точность оценок Q и W незначительно. Это влияние возрастает с увеличением W и для Ns и $Cu\ med$ становится заметным: для Ns $q=6\%$, $p=8,5\%$, для $Cu\ med$ $q=4\%$, $p=12\%$. С уменьшением k_T значения q и p , как правило, растут.

Таким образом, при зондировании слоистообразных облаков и $Cu\ hum$ вместо истинного значения $T_{э, обл}$ можно использовать среднее климатическое значение $T_{э, обл 0}$ без существенного ухудшения точности Q и W .

Оптимальные длины волн и ошибки оценок Q и W при решении двухпараметрической задачи по минимуму данных с привлечением априорной информации для слоистообразных облаков и Ns (при отсутствии осадков) и без ее привлечения для $Cu\ hum$ и $Cu\ med$ приведены в табл. 2.

Таблица 2

Оптимальная длина волны $\lambda_{1\ opt}$ и ошибки определения Q и W при решении двухпараметрической задачи по минимуму данных с привлечением априорной информации для слоистообразных облаков и без ее привлечения для Cu с использованием среднего климатического значения $T_{э, обл}$ при $k_T=0$ и $k_T=0,1$ (абсолютные измерения в зените)

Облачность (сезон)	$\lambda_{1\ opt}$ см	$\sigma_{\hat{Q}-Q}$ кг/м ²	$\sigma_{\hat{Q}-Q}/\sigma_Q$	$\sigma_{\hat{Q}-Q}/Q_0$	$\sigma_{\hat{W}-W}$ кг/м ²	$\sigma_{\hat{W}-W}/\sigma_W$	$\sigma_{\hat{W}-W}/W_0$
$k_T=0$							
Ac (лето)	0,32	0,73	0,10	0,03	0,011	0,16	0,10
Sc (лето)	0,30	0,52	0,08	0,02	0,011	0,14	0,09
Ns (осень)	0,35	2,31	0,36	0,13	0,041	0,12	0,07
$Cu\ hum$ (лето)	0,80	0,56	0,08	0,02	0,013	0,16	0,075
$Cu\ med$ (лето)	0,35	1,75	0,25	0,06	0,055	0,21	0,06
$k_T=0,1$							
Ac (лето)	0,42	3,20	0,44	0,12	0,038	0,56	0,34
Sc (лето)	0,85	2,89	0,44	0,12	0,047	0,59	0,36
Ns (осень)	0,85	3,92	0,61	0,22	0,122	0,36	0,31
$Cu\ hum$ (лето)	0,80	3,43	0,49	0,12	0,046	0,57	0,27
$Cu\ med$ (лето)	0,85	5,95	0,85	0,21	0,14	0,54	0,16

Примечание. $\lambda_{2\ opt}$ для всех типов облачной атмосферы составляет 1,37 см.

Для реальной точности радиотеплолокационных измерений ($k_T \approx 0,1$) оптимальными длинами волн являются: 0,42; 1,37 см для Ас и 0,8...0,85 и 1,37 см для остальных типов облаков. ОСКО оценки Q при этом составляет 12 % для слоистообразных облаков и $Cu hum$ и 22 % для Ns и $Cu med$. Аналогичная ошибка для W равна 35 % для слоистообразных облаков, 27 % для $Cu hum$, 21 % для Ns и 16 % для $Cu med$.

Предельно допустимая точность оценок составляет 2...5 % для Q и 2...8 % для W .

Точность решения однопараметрической задачи определения водозапаса $Cu cong$. В табл. 3 приведены оптимальная длина волны и ошибки определения W при решении однопараметрической

Таблица 3

Оптимальные длины волн и ошибки оценки W при решении однопараметрической задачи для $Cu cong$ без привлечения априорной информации при $k_T = 0,1$ (абсолютные измерения в зените)

$T_{э обл}$	Оптимальные длины волн, см	$\sigma_{\hat{W}-W} / \frac{кг/м^2}{кг/м^2}$	$\sigma_{\hat{W}-W} / \sigma_W$	$\sigma_{\hat{W}-W} / W_0$
Среднее климатическое	1,8	1,08	0,61	0,22
	1,8; 3	0,77	0,43	0,16
	1,8; 3; 2,7	0,65	0,37	0,13
	1,8; 3; 2,7; 2,2	0,57	0,32	0,12
Истинное	1,8	0,56	0,31	0,12
	1,8; 3	0,40	0,22	0,08
	1,8; 3; 2,7	0,33	0,19	0,07
	1,8; 3; 2,7; 2,2	0,29	0,16	0,06

задачи по минимуму данных без привлечения априорной информации с использованием абсолютных измерений $T_{я}$ в зените. Основной оптимальной длиной волны является $\lambda_1 = 1,8$ см. Это согласуется с предположением, выдвинутым в [1], о том, что для зондирования $Cu cong$ вместо $\lambda = 0,8$ см лучше использовать $\lambda = 2$ см. ОСКО оценки W составляет 22 % при неизвестном значении $T_{э обл}$ и 12 % при известном.

Из табл. 3 следует, что отсутствие точных значений $T_{э обл}$ почти вдвое увеличивает ошибки оценки водозапаса. Поэтому при зондировании $Cu cong$ оценка значения $T_{э обл}$ вспомогательными методами приобретает очень важное значение.

Точность решения однопараметрической задачи определения Q для безоблачной атмосферы. В табл. 4 приведены оптимальная длина волны и ошибки оценки Q при решении однопараметрической задачи по минимуму данных с использованием априорной информации при реальной точности измерений. Из таблицы следует,

что основной оптимальной длиной волны является $\lambda_1=1,37$ см. ОСКО оценки Q при этом составляет 11 %.

В предельном случае при идеально точных измерениях ($k_T=0$) точность оценки Q полностью обусловлена неизвестными вариациями кислородного поглощения и составляет 2 %.

Эффективность использования априорной информации и избыточных измерений. Одним из способов повышения точности оценок Q и W является использование априорной информации и избыточных измерений.

Численные эксперименты показали, что использование априорной информации заметно улучшает оценки Q и W при решении двухпараметрической задачи. Так ОСКО оценки Q уменьшается

Таблица 4

Оптимальные длины волн и ошибки оценки Q при решении однопараметрической задачи для безоблачной атмосферы при $k_T=0,1$ (абсолютные измерения в зените)

Использование априорной информации	Оптимальные длины волн, см	σ_{Q-Q}^{\wedge} кг/м ²	$\sigma_{Q-Q}^{\wedge}/\sigma_Q$	$\sigma_{Q-Q}^{\wedge}/Q_0$
Используется	1,37	2,22	0,34	0,11
	1,37; 1,35	1,62	0,25	0,08
	1,37; 1,35; 1,4	1,34	0,21	0,07
	1,37; 1,35; 1,4; 1,32	1,17	0,18	0,06
Не используется	1,37	2,37	0,36	0,12
	1,37; 1,35	1,68	0,26	0,09
	1,37; 1,35; 1,4	1,40	0,22	0,07
	1,37; 1,35; 1,4; 1,32	1,19	0,18	0,06

на 3 % для A_c и на 6 % для N_s . Для W аналогичная ошибка уменьшается на 12 % для A_c и на 3 % для N_s .

Для определения Q в безоблачной атмосфере эффективность использования априорной информации невысока: ОСКО оценки Q уменьшается не более чем на 1 % (см. табл. 4).

Анализ влияния избыточных измерений на точность оценок Q и W начнем с рассмотрения двухпараметрической задачи. В табл. 5 для A_c и N_s приведены оптимальные длины волн и ошибки оценок Q и W при $k_T=0,1$ с использованием избыточных измерений и привлечением априорной информации. Как следует из таблицы, использование двух дополнительных длин волн значительно улучшает точность оценок Q и W : ОСКО определения Q уменьшается на 2 % для A_c и на 5 % для N_s , ОСКО определения W — на 7 % для A_c и на 5 % для N_s . Добавление еще одной длины волны уже не столь эффективно.

Таким образом, измерения на четырех оптимальных длинах волн дают основную информацию о влагосодержании облачной атмосферы при радиотеплолокационных наблюдениях.

Для того чтобы оценить эффективность использования избыточных измерений при определении водозапаса $Cu \text{ cong}$, обратимся к табл. 3. Из этой таблицы следует, что использование избыточных измерений приводит к значительному улучшению точности оценки W . Так, при добавлении второй длины волны $\lambda_2 = 3$ см ОСКО оценки W (при использовании $T_{\text{обл } 0}$) уменьшается на 6%. При добавлении третьей длины волны $\lambda_3 = 2,7$ см уменьшение ошибки составляет лишь 3%. Использование измерений на

Таблица 5

Ошибки определения Q и W при решении двухпараметрической задачи по избыточным измерениям с привлечением априорной информации при $k_T = 0,1$ (абсолютные измерения в зените)

Оптимальные длины волн, см	σ_{Q-Q}^{\wedge} кг/м ²	$\sigma_{Q-Q}^{\wedge}/\sigma_Q$	$\sigma_{Q-Q}^{\wedge}/Q_0$	σ_{W-W}^{\wedge} кг/м ²	$\sigma_{W-W}^{\wedge}/\sigma_W$	$\sigma_{W-W}^{\wedge}/W_0$
Ac (лето)						
0,42; 1,37	3,20	0,44	0,12	0,038	0,56	0,34
0,42; 1,37; 0,85	3,20	0,44	0,12	0,032	0,47	0,28
0,42; 1,37; 0,85; 1,4	2,40	0,33	0,10	0,031	0,45	0,27
0,42; 1,37; 0,85; 1,4; 0,8	2,40	0,33	0,10	0,027	0,40	0,24
Ns (осень)						
0,85; 1,37	3,92	0,61	0,22	0,12	0,36	0,21
0,85; 1,37; 1,35	3,28	0,51	0,18	0,12	0,36	0,21
0,85; 1,37; 1,35; 0,8]	3,09	0,48	0,17	0,092	0,27	0,16
0,85; 1,37; 1,35; 0,8; 1,4	2,83	0,44	0,16	0,092	0,27	0,16

других дополнительных длинах волн уже не дает существенного повышения точности оценки W . В целом измерения на трех перечисленных длинах волн почти на 10% уменьшает ОСКО оценки W при неизвестном значении $T_{\text{обл}}$.

Эффективность избыточных измерений при определении Q для безоблачной атмосферы оценим с помощью табл. 4. Из этой таблицы следует, что при использовании второй длины волны $\lambda_2 = 1,35$ см ОСКО оценки Q уменьшается на 3%. В дальнейшем при использовании большего количества длин волн повышение точности оценки Q не столь значительно.

Диапазоны применимости радиотеплолокационных методов. На рис. 4 приведены графики зависимости ОСКО оценок Q и W от водозапаса облаков W при фиксированном значении $T_{\text{обл}} = 271$ К для четырех значений Q . На рис. 5 приведены аналогичные зави-

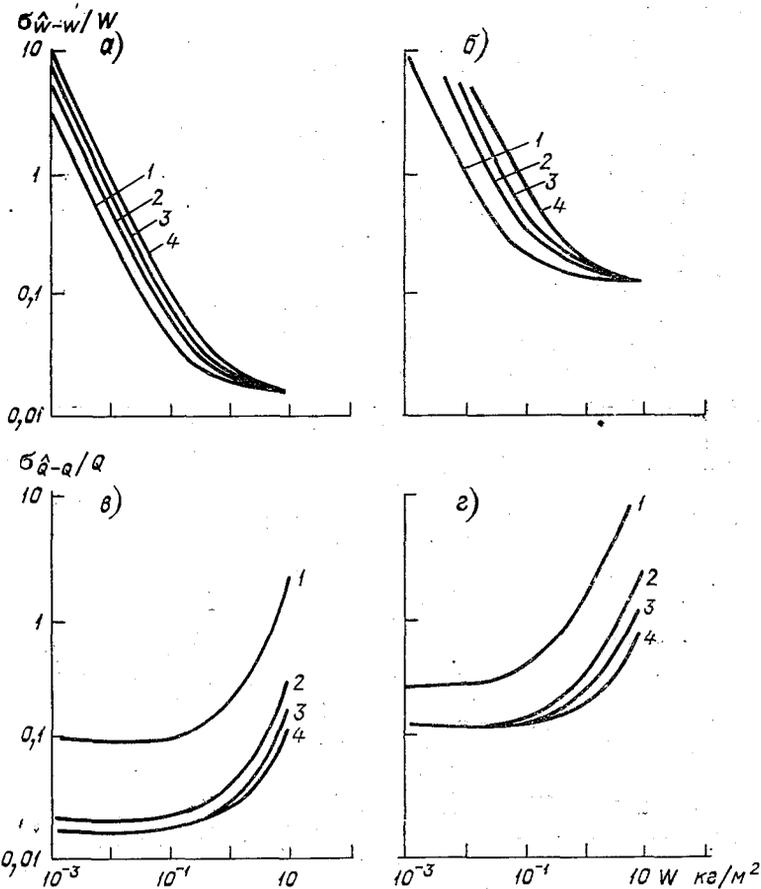


Рис. 4. Зависимость ОСКО радиотеплолокационного определения Q и W от водозапаса облаков W (абсолютные измерения в зените) при $k_T=0$ (а, в) и $k_T=0,1$ (б, г) при различных значениях Q :

Кривая	1	2	3	50
Q кг/м ²	2	15	30	

симости ОСКО оценок Q и W от величины Q , построенные для пяти значений W .

Зависимости, приведенные на рис. 4 и 5, получены при решении двухпараметрической задачи по минимуму данных без привлечения априорной информации. ОСКО при каждом наборе значений Q и W соответствуют измерениям на оптимальных длинах волн, которые зависят от значений Q и W (табл. 6).

Анализ рис. 4 и 5 позволяет сделать следующие основные выводы:

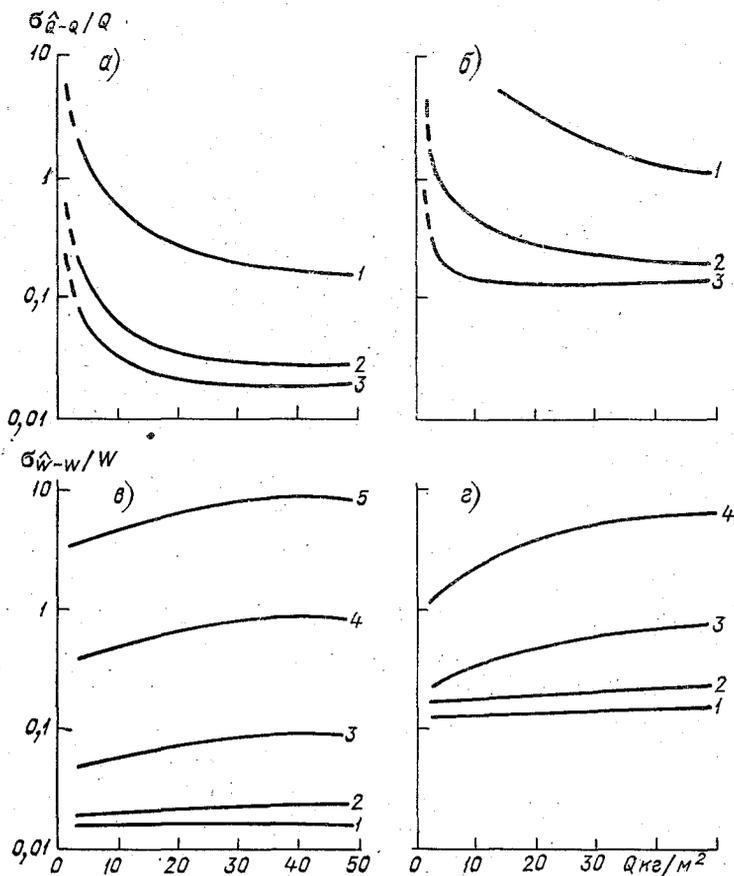


Рис. 5. Зависимость ОСКО радиотеплокационного определения Q и W от интегрального содержания H_2O Q (абсолютные измерения в зените) при $k_T=0$ (а, в) и $k_T=0,1$ (б, г) при различных значениях W :

Кривая	1	2	3	4	5
W кг/м ²	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³

1) для умеренных континентальных условий минимальное значение W , которое можно с удовлетворительной точностью определить наземными радиотеплокационными методами, при реальной точности измерений составляет 0,07...0,08 кг/м².

2) минимальное значение Q , определяемое с удовлетворительной точностью при реальной точности измерений, при $W \leq 0,1$ кг/м² составляет 1...2 кг/м² и при $W=1$ кг/м² — около 5 кг/м².

Зависимость оптимальных длин волн (см) от значений Q и W при решении двухпараметрической задачи по минимуму данных без использования априорной информации при $k_T=0,1$ (абсолютные измерения, $\vartheta=0^\circ$)

Q кг/м ²	W кг/м ²				
	0,001	0,01	0,1	1	10
2	0,32	0,32	0,32	0,9	3,5
	1,35	1,35	1,37	1,37	1,37
15	0,8	0,8	0,8	0,85	3,5
	1,37	1,37	1,37	1,37	1,37
30	0,75	0,8	0,8	0,85	3,5
	1,37	1,37	1,37	1,37	1,37
50	0,75	0,75	0,75	0,8	3,5
	1,42	1,42	1,40	1,37	1,37

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аквилонова А. Б., Кутуза Б. Г. Радиотепловое излучение облаков. — Радиотехника и электроника, 1978, т. 23, вып. 9, с. 1792—1806.
2. Бобылев Л. П., Тарабукин И. А., Щукин Г. Г. Характеристики радиотеплового излучения и поглощения облачной атмосферы. — Труды ГГО, 1979, вып. 430, с. 19—35.
3. Бобылев Л. П., Щукин Г. Г. Об использовании методов оптимальных статистических решений в задаче радиотеплолокационного определения влагосодержания облачной атмосферы. — Труды ГГО, 1979, вып. 430, с. 149—161.
4. Митник Л. М. Определение эффективной температуры жидкокапельных облачных образований по тепловому излучению атмосферы в СВЧ диапазоне. — Труды ГМЦ, 1974, вып. 148, с. 115—125.
5. Strand O. N., Westwater E. R. The statistical estimation of the numerical solution of a Fredholm integral equation of the first kind. — J. Assoc. Comp. Mach., 1980, vol. 15, No. 1, p. 100—115.
6. Strand O. N., Westwater E. R. Minimum — rms estimation of the numerical solution of a Fredholm integral equation of the kind. — Siam. J. Numerical Anal, 1968, vol. 5, No. 2.
7. Westwater E. R., Strand O. N. Statistical information content of radiation measurements used in indirect sensing. — J. Atmosph. Sci., 1968, vol. 25, No. 5, p. 750—758.

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ВОДЯНОГО ПАРА В АТМОСФЕРЕ ПО СОВМЕСТНЫМ ИК И СВЧ РАДИОМЕТРИЧЕСКИМ ИЗМЕРЕНИЯМ

Известно, что водяной пар имеет ряд полос поглощения в ближней, средней ИК и микроволновой областях спектра. В связи с этим имеется возможность определения содержания водяного пара путем измерения радиационных характеристик атмосферы. Однако практическое применение каждого диапазона с точки зрения определения общего влагосодержания атмосферы имеет свои достоинства и недостатки, которые обусловлены спецификой переноса излучения в этих диапазонах длин волн. Поэтому представляет значительный практический интерес рассмотреть возможности совместного использования этих диапазонов.

В работах [3, 10] уже рассматривалась возможность совместного использования среднего ИК и СВЧ диапазонов для определения влияния аэрозоля на перенос излучения в атмосфере. Настоящая работа, с одной стороны, является логическим продолжением работы [3], а с другой стороны, предлагает рассмотреть задачи измерения интегральной влажности атмосферы в несколько ином аспекте. Это обусловлено, во-первых, расширением возможного спектрального диапазона за счет использования полос поглощения водяного пара, лежащих в ближней ИК области, а во-вторых, рассмотрением возможности использования в качестве источника излучения Солнца для оценки влаги в атмосфере при наличии облачности.

Данная работа является первым этапом разработки метода измерения содержания водяного пара в атмосфере путем использования аппаратного комплекса, одновременно работающего в ближней, средней ИК и микроволновой областях спектра. Особый интерес представляет разработка методов, предполагающих использование этого аппаратного комплекса для определения влагосодержания атмосферы при наличии облачности.

Результаты, приведенные в данной работе, базируются на экспериментальном материале, который был получен на аппаратном комплексе, описанном в работе.

Рассмотрим связь рассчитанных и измеренных значений интенсивности нисходящего излучения атмосферы в интервале 7...14 мкм и радиоярких температур атмосферы на длине волны $\lambda = 1,35$ см.

Зависимости рассчитанных значений интенсивности излучения атмосферы в области спектра 7...14 мкм и радиоярких температур атмосферы на длине волны 1,35 см от общего влагосодержания атмосферы R при различных углах визирования приведены на рис. 1. Интенсивность нисходящего излучения атмосферы в об-

ласти 7...14 мкм рассчитывалась по следующему известному соотношению [4]:

$$J_{p \Delta \lambda}(\theta, 0) = \int_{\Delta \lambda} \varphi(\lambda) \int_0^H B_{\lambda}[T(z)] \frac{dP_{\lambda}(\theta, z)}{dz} dz d\lambda, \quad (1)$$

где $J_{p \Delta \lambda}(\theta, 0)$ — интенсивность нисходящего излучения атмосферы на уровне земной поверхности в направлении зенитного угла θ в спектральном интервале $\Delta \lambda = 7...14$ мкм, ограниченном функцией пропускания ИК радиометра $\varphi(\lambda)$; $B_{\lambda} T(z)$ — интенсивность

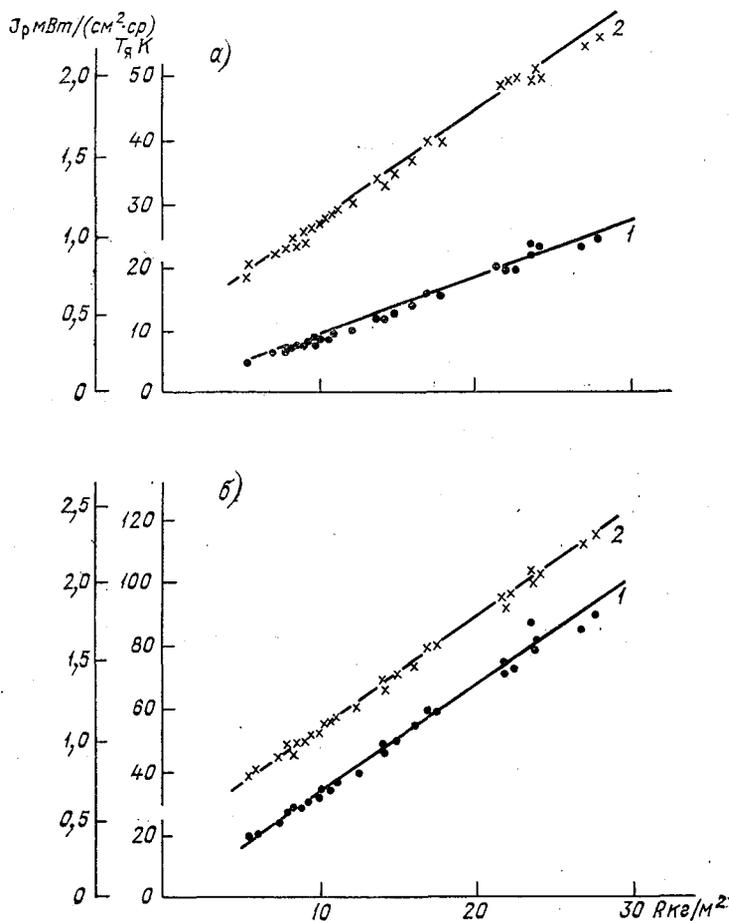


Рис. 1. Зависимость рассчитанных значений интенсивности нисходящего излучения атмосферы J_p в интервале 7...14 мкм (1) и радиоярких температур атмосферы T_a на длине волны 1,35 см (2) от общего влагосодержания атмосферы для зенитных углов 0° (а) и 60° (б).

излучения абсолютно черного тела при температуре T на уровне z на длине волны λ ; $P_\lambda(\theta, z)$ — спектральная функция пропускания атмосферы на высоте z в направлении зенитного угла θ , которая принималась равной произведению функций пропускания отдельных газовых компонент атмосферы (CO_2 , O_3 и H_2O), ответственных за ее прозрачность в рассматриваемом участке спектра. Погрешность такого приближения для функции пропускания слоем газа, согласно [5], составляет 5 %.

Радиояркостные температуры атмосферы T_λ на длине волны 1,35 см в направлении зенитного угла вычислялись по следующему соотношению [11]:

$$T_\lambda = \int_0^H \sec \theta T(z) [\alpha_{\text{H}_2\text{O}}(z) + \alpha_{\text{O}_3}(z)] \times \\ \times \exp \left[-\sec \theta \int_0^z (\alpha_{\text{H}_2\text{O}}(z') + \alpha_{\text{O}_3}(z')) dz' \right] dz. \quad (2)$$

где H — верхний предел интегрирования по высоте, принятый равным 12 км; $\alpha_{\text{O}_3}(z)$, $\alpha_{\text{H}_2\text{O}}(z)$ — объемные коэффициенты поглощения кислородом и водяным паром на высоте z , которые рассчитывались по формуле Жевакина — Наумова [1, 2].

Вертикальные распределения температуры, давления и влажности воздуха, используемые для получения расчетных значений нисходящего излучения в области 7...14 мкм J и радиояркостной температуры атмосферы на длине волны 1,35 см T_λ , брались из данных радиозондирования, полученных в пункте проведения экспериментальных работ одновременно с непосредственным измерением этих величин. Такая методика позволила в дальнейшем провести корректное сопоставление измеренных и рассчитанных значений.

Вопрос определения влагосодержания атмосферы в СВЧ диапазоне рассмотрен в ряде теоретических и экспериментальных работ [8, 11]. Здесь же он будет рассмотрен в связи с возможностями определения влагосодержания атмосферы при помощи ИК радиометра. Из рис. 1 видно, что наблюдается довольно высокая корреляция величин, определяющих излучение атмосферы в рассматриваемых диапазонах спектра с общим влагосодержанием атмосферы R . Коэффициент корреляции колеблется от 0,86 до 0,90 в зависимости от угла визирования. При этом максимальная погрешность определения интегральной влажности составляет около 8 % в ИК области спектра и 3 % в СВЧ диапазоне. Погрешность 3 % в микроволновом диапазоне является принципиальной погрешностью метода и обусловлена вариациями профиля влажности в атмосфере. Увеличение погрешности в ИК диапазоне до 8 % связано с более сильным влиянием влажностного профиля, а также с вариациями температурной стратификации атмосферы.

На рис. 2 представлены зависимости измеренных значений интенсивности излучения атмосферы в полосе 7...14 мкм J и радио-

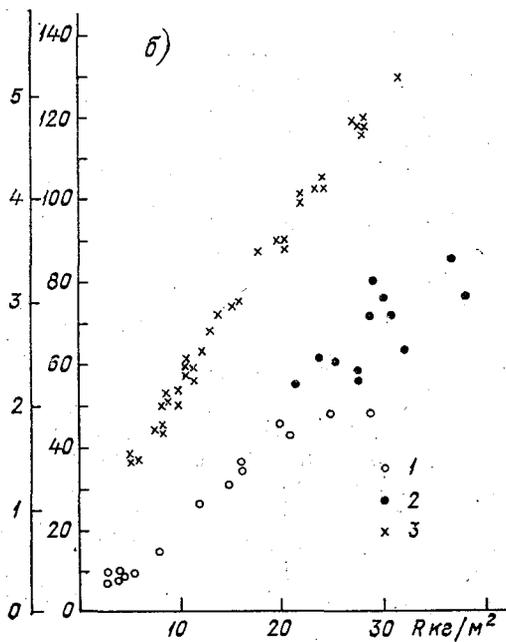
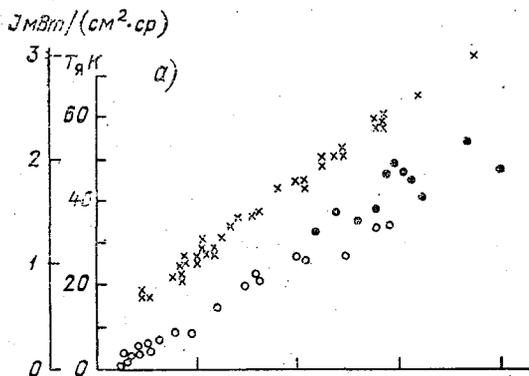


Рис. 2. Зависимость измеренных значений интенсивности нисходящего излучения атмосферы J в интервале 7...14 мкм без дымки (1) и при наличии дымки (2), а также радиоярких температур атмосферы T_R на длине волны 1,35 см (3) от общего влагосодержания атмосферы для зенитных углов 0° (а) и 60° (б).

яркостных температур $T_{\text{я}}$ от R для зенитных углов 0 и 60° . Совместный анализ рис. 1 и 2 показывает, что в линии поглощения водяного пара на $\lambda=1,35$ см рассчитанные значения радиояркостных температур практически совпадают при всех значениях общего влагосодержания атмосферы.

Из рис. 2 видно, что в области спектра $7...14$ мкм наблюдается существенный разброс измеренных значений интенсивности излучения атмосферы при одном и том же значении общего влагосодержания. Это связано с тем, что на нисходящее излучение реальной атмосферы существенным образом влияют аэрозоли, дымка, полупрозрачная облачность, поглощение димерами водяного пара. Подобного рода факторы уменьшают доминирующее влияние влажности на нисходящее излучение атмосферы в ИК области спектра до такой степени, что существенно снижают возможность определения R ИК радиометром с требуемой точностью, как это следует из теоретических посылок. Таким образом, по результатам прямых измерений нисходящего излучения атмосферы в области $7...14$ мкм можно сделать лишь приближенную оценку уровня общего влагосодержания атмосферы. Для улучшения точности ИК радиометрического метода измерения влажности атмосферы необходимо тщательно проанализировать причину столь высокого разброса экспериментальных значений J при одном и том же значении R . Различие в переносе ИК и СВЧ излучения позволяет определить вклад аэрозолей, полупрозрачной облачности и димерного поглощения в излучение атмосферы для области $7...14$ мкм по совместным ИК и СВЧ радиометрическим измерениям.

Сопоставление рассчитанных значений нисходящего излучения атмосферы в области $7...14$ мкм и радиояркостных температур атмосферы на длине волны $1,35$ см (рис. 3) показывает, что эти величины достаточно тесно взаимосвязаны. Отклонение точек от прямой составляет не более 5% .

На рис. 3 также рассматривается связь измеренных значений J и $T_{\text{я}}$ для зенитных углов 0 и 60° в весенний и летний периоды. По отклонению $\Delta J(\theta)$ измеренных значений нисходящего излучения атмосферы от корреляционной прямой, построенной по рассчитанным значениям $T_{\text{я}}$ и $J(\theta)$, можно судить о вкладе неучитываемых расчетом факторов в ИК излучение атмосферы.

Полученные таким способом отклонения ΔJ лишены погрешностей, связанных с ошибками измерения влажности радиозондом. Это дает возможность определить количественно вклад в излучение атмосферы неучитываемых в расчете факторов из совместных ИК и СВЧ радиометрических измерений с несколько более высокой точностью, чем в результате прямого сопоставления данных расчета и эксперимента в ИК области спектра. Такую оценку удобно сделать в терминах оптических толщин, что дает возможность не только проанализировать полученные результаты, но и сопоставить их с данными других авторов.

На рис. 4 представлена взаимосвязь рассчитанных значений средних по спектру оптических толщин атмосферы в интервале

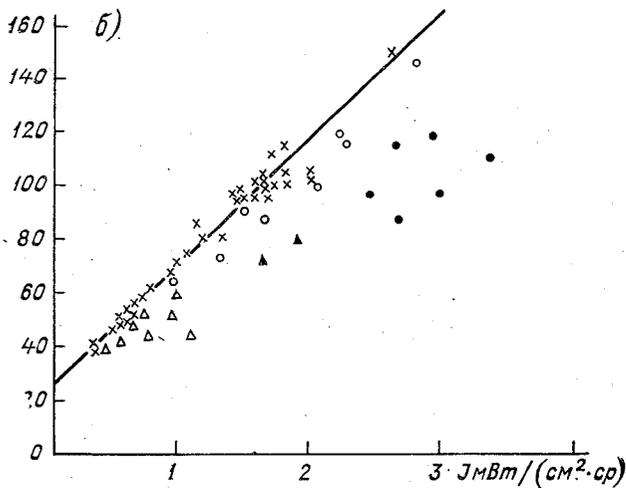
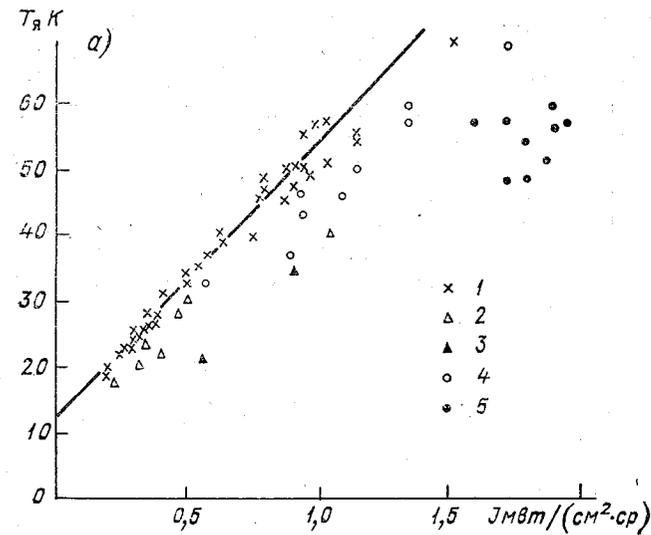


Рис. 3. Связь между рассчитанными (1) и измеренными весной без дымки (2) и при наличии дымки (3), а также летом без дымки (4) и при наличии дымки (5) значениями интенсивности нисходящего излучения атмосферы J в интервале 7...14 мкм и радиояркими температурами T_R на длине волны 1,35 см в направлении зенитных углов 0° (а) и 60° (б).

7...14 мкм τ_1 и на длине волны 1,35 см τ_2 , характеризующих поглощение в газах при $\theta = \theta^0$. По расчетным значениям τ_1 и τ_2 методом наименьших квадратов проведена корреляционная прямая. На этом же рисунке приводятся значения оптической толщины атмосферы, полученные по результатам измерения излуче-

ния атмосферы в интервале 7...14 мкм и радиоярких температур атмосферы на длине волны 1,35 см. Вклад неучитываемых в расчете факторов можно определить по отклонению полученных экспериментально значений оптических толщин атмосферы в интервале 7...14 мкм от корреляционной прямой. Среднее квадратическое отклонение точек от аппроксимирующей прямой составляет $\pm 0,01$, но в отдельных случаях достигает $\pm 0,04$.

В табл. 1 представлены значения остаточных оптических толщин атмосферы в интервале 7...14 мкм $\Delta\tau$, полученные различными способами: $\Delta\tau_1$ — используя данные радиозондирования, $\Delta\tau_2$ —

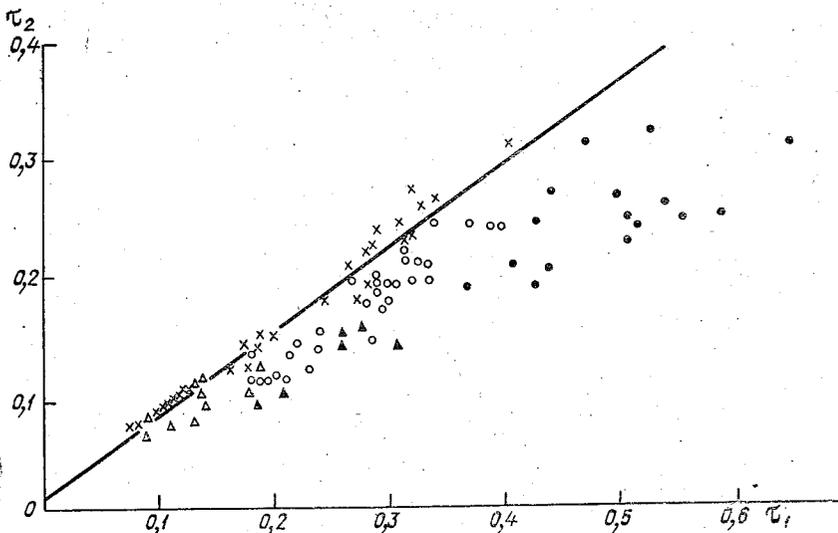


Рис. 4. Связь между рассчитанными (1) и измеренными весной без дымки (2) и при наличии дымки (3), а также летом без дымки (4) и при наличии дымки (5) значениями оптических толщин атмосферы в интервале 7...14 мкм τ_1 и на длине волны 1,35 см τ_2 при $\theta = \theta^0$.

Усл. обозначения см. рис. 3.

СВЧ радиометрические измерения на длине волны 1,35 см. Представленные данные указывают на достаточно хорошее соответствие между $\Delta\tau$, полученными этими двумя способами.

Метод определения $\Delta\tau$ по отклонению точек, соответствующих экспериментальным значениям оптических толщин атмосферы, от прямой, аппроксимирующей расчетные значения τ_1 и τ_2 , предполагает равенство измеренных и вычисленных значений поглощения на длине волны 1,35 см; при его использовании учитывается также различие поглощающих свойств водяного пара в инфракрасном и микроволновом диапазонах. На рис. 5 показана связь между измеренными и рассчитанными значениями поглощения на длине волны 1,35 см. Из рисунка видно, что между указанными величинами существует тесная связь. Среднее квадратическое откло-

нение точек от аппроксимирующей прямой составляет 0,006 или 4%. Таким образом, различия в поглощении на длине волны 1,35 см и в области спектра 7...14 мкм составляют основную погрешность определения $\Delta\tau$ по графику на рис. 4.

Зависимость этого различия от общего влагосодержания атмосферы представлена на рис. 6, где $\Delta\tau_p$ — разница между рассчитанными величинами оптических толщин в области спектра 7...14 мкм и на длине волны 1,35 см. Зная общее влагосодержание R

и используя зависимость $\Delta\tau_p$ от R , можно с точностью 10% определить разницу между значениями поглощения, рассчитанными в интервале 7...14 мкм и на длине волны 1,35 см. Разность $\Delta\tau_3$ измеренных значений τ_1 и τ_2 определяется как влиянием аэрозолей, дымки, димеров, полупрозрачной облачности на перенос ИК излучения, так и разницей в поглощении газовыми компонентами атмосферы в этих двух областях спектра $\Delta\tau_p$. В табл. 1 приведены остаточные оптические толщины для диапазона 7...14 мкм, вычисленные как $\Delta\tau_3 = \Delta\tau_3 - \Delta\tau_p$. Анализ данных, приведенных в этой таблице, указывает на хорошее соответствие между остаточными оптическими толщинами, определенными различными способами.

Таким образом, применяемый метод позволяет определить остаточные оптические толщины атмосферы в интервале спектра 7...14 мкм, не привлекая данные радиозондирования и теоретиче-

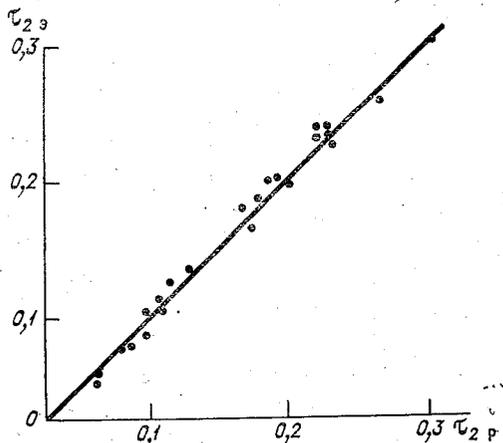


Рис. 5. Связь между вычисленными τ_{2p} и измеренными τ_{23} значениями поглощения атмосферы на длине волны 1,35 см.

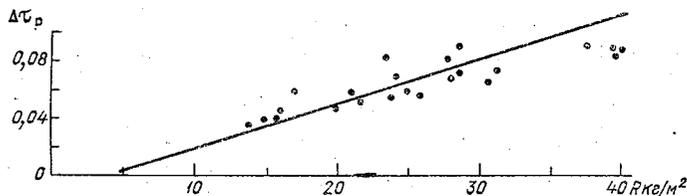


Рис. 6. Зависимость разности между рассчитанными значениями оптических толщин атмосферы в интервале 7...14 мкм и на длине волны 1,35 см $\Delta\tau_p$ от общего влагосодержания атмосферы R .

ские модели переноса длинноволнового излучения в атмосфере, а используя лишь результаты совместных ИК и СВЧ радиометрических измерений.

На основании проведенной работы можно сделать вывод, что результаты совместных измерений излучения атмосферы в ИК и СВЧ диапазонах спектра не позволили идентифицировать причину появления остаточных оптических толщин, поскольку не определялась роль аэрозолей. Для того чтобы учесть влияние аэрозолей, предполагается к приведенному выше комплексу измерений добавить результаты наблюдений, выполненных в ближней ИК

Таблица 1

Значения остаточных оптических толщин атмосферы в диапазоне 7...14 мкм

$\Delta\tau_1$	0,065	0,160	0,080	0,225	0,234	0,190	0,035	0,100
$\Delta\tau_2$	0,050	0,174	0,070	0,192	0,233	0,203	0,030	0,095
$\Delta\tau_3$	0,053	0,171	0,052	0,193	0,229	0,187	0,048	0,099
$\Delta\tau_1$	0,006	0,038	0,008	0,059	0,060	0,039	0,018	0,012
$\Delta\tau_2$	0,003	0,035	0,011	0,045	0,065	0,030	0,013	0,007
$\Delta\tau_3$	0,008	0,041	0,016	0,056	0,071	0,034	0,015	0,012

области спектра (в полосах поглощения водяного пара), что в соответствии с работами [6, 9] позволяет оценить влияние крупных частиц на результаты измерений в «окне прозрачности» атмосферы. Вместе с тем одновременные ИК и СВЧ радиометрические измерения позволят получать сведения не только об интегральном влагосодержании атмосферы, но и о вертикальном распределении водяного пара.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жевакин С. А., Наумов А. П. К расчету коэффициента поглощения сантиметровых и миллиметровых радиоволн в атмосферном кислороде. Радиотехника и электроника, 1965, т. 10, № 6, с. 987—996.
2. Жевакин С. А., Наумов А. П. Распространение сантиметровых, миллиметровых и субмиллиметровых радиоволн в земной атмосфере. — Изв. ВУЗов. Радиофизика, 1967, т. 10, № 9—10, с. 1213—1243.
3. Излучение безоблачной атмосферы и облачности в интервале длин волн 8...12 мкм/Р. Б. Белич, А. Г. Горелик, С. Ф. Калачинский и др. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1976, т. 12, № 1, с. 29—37.
4. Кондратьев К. Я. Актинометрия. — Л.: Гидрометеоздат, 1965.
5. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Термическое зондирование атмосферы со спутников. — Л.: Гидрометеоздат, 1970, 410 с.
6. Новые результаты исследований атмосферного аэрозоля/В. Е. Зуев, Л. С. Ивлев, К. Я. Кондратьев. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1973, т. 9, № 4, с. 371—385.
7. О прозрачности атмосферы в ИК области спектра/М. С. Малкевич, Ю. С. Георгиевский, Г. В. Розенберг и др. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1973, т. 9, № 12, с. 1256—1268.
8. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерению микроволнового излучения. — Труды ГГО, 1968, вып. 222, с. 62—73.

9. Связь излучения и поглощения в полосе 8...12 мкм с термодинамическими параметрами атмосферы/Р. Б. Белич, А. Горелик, С. Ф. Калачинский, А. С. Новокрещенова. — Труды ЦАО, 1974, вып. 116, с. 77—83.

10. Синхронные измерения теплового излучения облаков в инфракрасном и микроволновом диапазонах/Р. Б. Белич, А. Г. Горелик, С. Ф. Калачинский и др. — В кн.: Взаимодействие излучения с веществом. Труды ВЗМИ, 1972, с. 18—23.

11. Экспериментальные исследования интегрального содержания водяного пара над океаном при радиометрических измерениях теплового излучения атмосферы с корабля. В. М. Плечков, А. С. Гурвич, В. Г. Снопков. — Доклады АН СССР, 1970, т. 193, № 5, с. 1041—1043.

А. В. Рыжков

ВЛИЯНИЕ ИНЕРЦИИ ГИДРОМЕТЕОРОВ НА СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО СИГНАЛА

В работах [2, 3, 5] была установлена связь автокорреляционной функции и энергетического спектра радиолокационного сигнала, отраженного от метеобразований, с характеристиками движения гидрометеоров. Эта связь была положена в основу метода определения турбулентности по ширине спектра интенсивности радиолокационного сигнала, принимаемого некогерентной РЛС [1]. Данный метод базируется на следующих основных предположениях о характере движения рассеивателей:

1) гидрометеоры полностью увлекаются турбулентными потоками, т. е. статистика скоростей частиц идентична статистике скоростей воздушного потока;

2) за время корреляции радиолокационного сигнала скорость рассеивающей частицы остается постоянной.

Целью данной работы является выяснение последствий снятия этих допущений, влияния инерции гидрометеоров на статистические характеристики отраженного сигнала и, в конечном счете того, в какой мере инерционные частицы могут быть сенсорами турбулентных движений воздуха.

Рассмотрим корреляционную функцию интенсивности радиолокационного сигнала

$$B_I(t) \stackrel{\approx}{=} \langle I(t_0) I(t_0 + t) \rangle, \quad (1)$$

где

$$I(t) = E(t)E^*(t); \quad E(t) = \sum_{i=1}^N a_i e^{i\varphi_i(t)},$$

a_i — амплитуда сигнала, рассеянного i -й частицей, определяемая как ее размером, так и расположением в рассеивающем объеме.

В [3] было показано, что

$$\bar{B}_I(t) \simeq N^2 \langle a_i^2 a_j^2 e^{i2k[\Delta R_i(t) - \Delta R_j(t)]} \rangle, \quad (2)$$

где $\bar{B}_I(t)$ отличается от $B_I(t)$ на постоянную; $k=2\pi/\lambda$; $\Delta R_i(t) \equiv = R_i(t) - R_i(0)$ — приращение расстояния от элементарного отражателя до РЛС за время t . В [6] было показано, что

$$\Delta R_i(t) = r_{\parallel i}(t) + r_{\perp i}(t) \theta_0 + \frac{1}{2} \frac{r_i^2(t)}{R_i(0)}, \quad (3)$$

где r_{\parallel} и r_{\perp} соответственно радиальная и нормальная проекции вектора смещения частицы $\mathbf{r}(t)$ относительно начального положения за время t , θ_0 — угловое положение частицы в момент $t=0$ относительно оси диаграммы направленности антенны. Для сравнительно небольших промежутков времени, когда $r(t) \ll \ll R_i(0)$, а также при узконаправленных антеннах, для которых $\theta_0 \ll 1$, в уравнении (3) достаточно удерживать лишь первое слагаемое.

Анализируя движение частицы, будем предполагать, что поле скорости ветра \mathbf{U} представляется суммой регулярной компоненты $\bar{\mathbf{U}}$, не зависящей от координат и времени, и пульсационной компоненты \mathbf{U}' , подчиняющейся законам однородной изотропной турбулентности. Соответственно движение инерционной частицы можно представить как суперпозицию регулярного движения, обусловленного регулярной частью поля скорости ветра и силой тяжести, и флуктуационного движения, обусловленного турбулентными пульсациями скорости ветра:

$$\mathbf{r}(t) = \bar{\mathbf{r}}(t) + \mathbf{r}'(t). \quad (4)$$

Как следует из выражения для $\bar{\mathbf{r}}(t)$, приведенного в [6], при отсутствии сдвига ветра для монодисперсного облака рассеивателей

$$\bar{r}_i(t) = \bar{r}_j(t) \text{ и } \Delta R_i(t) - \Delta R_j(t) = r'_{\parallel i}(t) - r'_{\parallel j}(t) = \rho_{ij}(t). \quad (5)$$

Предположения об одинаковых размерах рассеивающих частиц, о пространственной однородности поля ветра и о малой ширине луча антенны (эквивалентное пренебрежению членом $r_{\perp}(t)\theta_0$ в формуле (3)) позволяют исключить из рассмотрения эффекты расширения спектра радиолокационного сигнала за счет разницы скоростей гравитационного падения частиц, сдвига ветра и конечной ширины луча. Таким образом, в данной упрощенной модели спектр интенсивности радиолокационного сигнала определяется исключительно турбулентностью.

В результате выражение для корреляционной функции можно записать в следующем виде:

$$\bar{B}_I(t) = \int a^2(\mathbf{R}_{0i}) a^2(\mathbf{R}_{0j}) e^{i2k \rho_{ij}(t)} W[\rho_{ij}(t)] d\mathbf{R}_{0i} d\mathbf{R}_{0j} d\rho_{ij}, \quad (6)$$

где $W[\rho_{ij}(t)]$ — плотность вероятности распределения величины $\rho_{ij}(t)$, определенной по формуле (5), \mathbf{R}_{0i} и \mathbf{R}_{0j} дают положение i -й и j -й частиц в радиолокационном объеме в момент времени $t=0$.

Выполним сначала внутреннее интегрирование по параметру ρ_{ij} . Полагая, что случайная величина ρ_{ij} распределена по нормальному закону с нулевым средним, получим

$$\int e^{i2k \rho_{ij}} W(\rho_{ij}) d\rho_{ij} = e^{-2k^2 \langle \rho_{ij}^2(t) \rangle}. \quad (7)$$

Оценим величину $\langle \rho_{ij}^2(t) \rangle$ на основании модели движения инерционной частицы в турбулизированном воздушном потоке. В [6] было показано, что

$$\rho_{ij}(t) = \int_0^t V'_{\parallel i}(\tau) d\tau - \int_0^t V'_{\parallel j}(\tau) d\tau. \quad (8)$$

Здесь $V'_{\parallel}(\tau)$ — радиальная составляющая пульсационной скорости движения частицы, которую можно представить в виде интеграла:

$$V'_{\parallel}(\tau) = \frac{1}{\tau_0} \int_0^{\infty} U'_{\parallel}(\tau - \xi) e^{-\xi/\tau_0} d\xi, \quad (9)$$

где $U'_{\parallel}(\tau - \xi)$ — радиальная составляющая пульсационной скорости воздушной частицы, которую встречает в момент времени $\tau - \xi$ наша инерционная частица-гидрометеор, $\tau_0 = V_{\infty}/g$ — время релаксации инерционной частицы [6], V_{∞} — установившаяся скорость падения частицы в неподвижном воздухе, g — ускорение свободного падения.

На основании уравнения (8) можно записать:

$$\langle \rho_{ij}^2(t) \rangle = 2 \int_0^t \int_0^t [B_0(\tau, s) - B_{ij}(\tau, s)] d\tau ds, \quad (10)$$

где $B_0(\tau, s)$ — автокорреляционная функция скорости частицы:

$$B_0(\tau, s) = \langle V'_{\parallel i}(\tau) V'_{\parallel i}(s) \rangle = \langle V'_{\parallel j}(\tau) V'_{\parallel j}(s) \rangle; \quad (11)$$

$B_{ij}(\tau, s)$ — функция взаимной корреляции скоростей i -й и j -й частиц:

$$B_{ij}(\tau, s) = \langle V'_{\parallel i}(\tau) V'_{\parallel j}(s) \rangle = \langle V'_{\parallel j}(\tau) V'_{\parallel i}(s) \rangle. \quad (12)$$

Выражение для $B_0(\tau, s)$ было получено в работе [6] в виде

$$B_0(\tau, s) = \langle U'^2 \rangle \left\{ 1 - \left(\frac{\tau_0}{T} \right)^{2/3} e^{|\tau-s|/\tau_0} [\Gamma(5/3) - \gamma(5/3, |\tau-s|/\tau_0)] \right\} \approx \\ \approx \langle U'^2 \rangle \left\{ 1 - \left(\frac{\tau_0}{T} \right)^{2/3} \Gamma(5/3) \right\} \quad \text{при } \tau, s < t \ll \tau_0, \quad (13)$$

где $T = L/V_{\infty}$ — временной эйлеров масштаб турбулентности, L — внешний пространственный масштаб турбулентности, $\gamma(a, x)$ — неполная гамма-функция. Согласно (9), можно записать:

$$B_{ij}(\tau, s) = \frac{1}{\tau_0^2} \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} \langle U'_{\parallel i}(\tau + \xi) U'_{\parallel j}(s + \eta) \rangle e^{-(\xi+\eta)/\tau_0} d\xi d\eta. \quad (14)$$

Следуя работе [6], можно прийти к выводу, что функция $B_{ij}^{(u)} \equiv \langle U'_{\parallel i}(\tau + \xi) U'_{\parallel j}(s + \eta) \rangle$ является пространственно-временной корреляционной функцией скорости ветра, вычисленной в точках, разделенных временным интервалом $t = \tau + \xi - s - \eta$ и пространственным интервалом, определяемым соотношением

$$\rho = \rho_0 + V_{\infty}[(\tau - s) + (\xi - \eta)] e_z, \quad (15)$$

где $\rho_0 = \mathbf{R}_{0i} - \mathbf{R}_{0j}$ (см. рис. 1), поскольку относительная скорость движения частиц и ветра близка к значению $V_{\infty} e_z$. В предположении справедливости гипотезы замороженной турбулентности

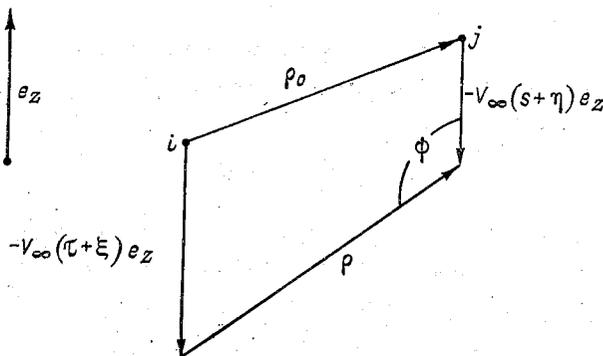


Рис. 1. Пример схемы взаимного перемещения i -й и j -й рассеивающих частиц.

в инерционном интервале турбулентности имеет место следующее соотношение [4]:

$$B_{ij}^{(u)} = \langle U_{\parallel}^{\prime 2} \rangle \left[1 - \left(\frac{\rho}{L} \right)^{2/3} \right], \quad \text{где } \rho = |\rho|. \quad (16)$$

Поскольку область, существенная для интегрирования, в формуле (14) ограничена значениями переменных $\xi, \eta < \tau_0$, а $\tau, s < t$, то в случае выполнения неравенств $t < \tau_0$ и

$$\rho_0 \gg V_{\infty} \tau_0 \quad (17)$$

при вычислении интеграла (14) можно считать, что

$$\rho^{2/3} \approx \rho_0^{2/3} \left\{ 1 + \frac{2}{3} \frac{V_{\infty} \cos \psi [(\tau - s) + (\xi - \eta)]}{\rho_0} \right\}. \quad (18)$$

Таким образом, $B_{ij}^{(u)}$ является линейной функцией $(\tau - s)$ и $(\xi - \eta)$.

Интегрируя выражение (14) с учетом формулы (18), получаем:

$$B_{ij}(\tau, s) = \langle U_{\parallel}^{\prime 2} \rangle \left[1 - \left(\frac{\rho_0}{L} \right)^{2/3} - \frac{2}{3} \frac{V_{\infty} \cos \psi (\tau - s)}{\rho_0^{1/3} L^{2/3}} \right]. \quad (19)$$

Подставляя соотношения (13) и (19) в формулу (10), нетрудно получить окончательное выражение для $\langle \rho_{ij}^2(t) \rangle$ при $t \ll \tau_0$, справедливое при условии (17):

$$\langle \rho_{ij}^2(t) \rangle \simeq 2 \langle U_{\parallel}^2 \rangle t^2 \left[\left(\frac{\rho_0}{L} \right)^{2/3} - \left(\frac{\tau_0}{T} \right)^{2/3} \Gamma(5/3) \right]. \quad (20)$$

Второе слагаемое в квадратных скобках в формуле (20) как раз и описывает влияние инерции гидрометеоров, которое выражается в уменьшении дисперсии отклонения движения частиц от траекторий равномерного и прямолинейного движения. Оценим, как влияет данная поправка на время корреляции интенсивности отраженного сигнала, ширину спектра и, в конечном счете, на точность измерения турбулентности радиолокационным методом.

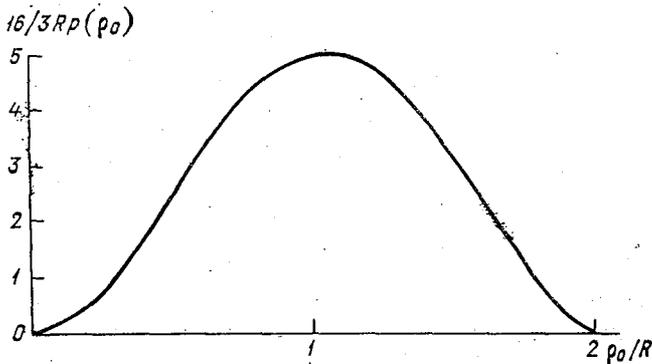


Рис. 2. Вид функции $p(\rho_0)$.

С учетом соотношений (6) и (7) выражение для коэффициента корреляции можно записать в следующем виде:

$$R_I(t) = \frac{\bar{B}_I(t)}{B_I(0)} = \int_0^{\infty} p(\rho_0) e^{-2k^2 \langle \rho_{ij}^2(\rho_0, t) \rangle} d\rho_0, \quad (21)$$

где

$$B_I(0) = \left[\int a^2(\mathbf{R}_0) d\mathbf{R}_0 \right]^2; \quad \int_0^{\infty} p(\rho_0) d\rho_0 = 1.$$

В выражении (21) $p(\rho_0)$ — весовая функция, при равномерном заполнении рассеивающего объема представляющая собой плотность вероятности того, что две произвольно выбранные рассеивающие частицы находятся на расстоянии ρ_0 друг от друга. Для рассеивающего объема в виде шара радиусом R с равномерным заполнением, согласно [5], получаем (рис. 2):

$$p(\rho_0) = \begin{cases} \frac{3\rho_0^2}{16R^6} (\rho_0 - 2R)^2 (\rho_0 + 4R) & \text{при } \rho_0 < 2R \\ 0 & \text{при } \rho_0 > 2R. \end{cases} \quad (22)$$

Можно показать [5], что при произвольной форме рассеивающего объема зависимость $\rho(\rho_0)$ является квадратичной по ρ_0 для малых ρ_0 и характеризуется максимумом вблизи некоторого значения $\rho_0=d$, являющегося аналогом характерного размера рассеивающего объема. Очевидно, что поскольку $\rho(\rho_0) \sim \rho_0^2$, при $\rho_0 \rightarrow 0$ непосредственная окрестность $\rho_0=0$ дает незначительный вклад в интеграл (21) (по крайней мере, если значения t невелики), и если $V_\infty \tau_0 \ll d$, то при подсчете интеграла (21) можно использовать вместо $\langle \rho_{ij}^2(\rho_0, t) \rangle$ выражение (20) при всех ρ_0 .

Выполнив интегрирование выражения (21), получим формулу для коэффициента корреляции $R_I(t)$, справедливую для больших t :

$$R_I(x) = ax^{-9} e^{bx^2}, \quad (23)$$

где

$$x = 2kt \langle U_{\parallel}^{\prime 2} \rangle^{1/2}, \quad a = \frac{9}{2} \Gamma\left(\frac{9}{2}\right) \left(\frac{L}{R}\right)^3 \approx 52 \left(\frac{L}{R}\right)^3;$$

$$b = \Gamma\left(\frac{5}{3}\right) \left(\frac{\tau_0}{T}\right)^{2/3} \approx 0,90 \left(\frac{\tau_0}{T}\right)^{2/3}.$$

Время корреляции τ_k определяется из уравнения

$$R_I(x_k) = \gamma, \quad (24)$$

где γ — некий условно выбранный уровень, например 0,1. Анализируя уравнения (23) и (24), нетрудно показать, что время корреляции τ_k , рассчитанное с учетом инерции гидрометеоров, отличается от времени $\tau_k^{(0)}$, рассчитанного без ее учета ($b=0$), на величину $\Delta\tau$, причем относительное значение этой разности при $\gamma=0,1$ определяется из соотношения

$$\frac{\Delta\tau}{\tau_k^{(0)}} = \frac{\Delta x}{x_k^{(0)}} = \frac{b}{9} [x_k^{(0)}]^2 = \frac{b}{9} \left(\frac{a}{\gamma}\right)^{2/3} \approx 0,4 \left(\frac{V_\infty \tau_0}{R}\right)^{2/3}. \quad (25)$$

При измерении турбулентности с помощью МРЛС характерный размер рассеивающего объема R можно принять равным $\sigma_{\tau_{\text{и}}}/4 \approx 75$ м при длительности зондирующего импульса $\tau_{\text{и}}=1$ мкс, что справедливо при расстоянии около 10...15 км, когда продольный и поперечный размеры рассеивающего объема приблизительно одинаковы. Тогда для значений $\tau_0=1$ с, $V_\infty=10$ м/с получим $\Delta\tau/\tau_k^{(0)} \approx 0,1$, т. е. инерция гидрометеоров сказывается на величине τ_k сравнительно слабо. Как видно из соотношения (25), влияние инерции рассеивателей может быть существенным при малой длительности импульса $\tau_{\text{и}}$ или на близком расстоянии, когда величина R мала, а также при рассеянии градом, для которого характерный масштаб $V_\infty \tau_0$ может значительно превышать 10 м. В этих случаях при интерпретации измерений статистических характеристик отраженного радиолокационного сигнала инерцию движения гидрометеоров необходимо принимать во внимание.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горелик А. Г., Мельничук Ю. В., Черников А. А. Связь статистических характеристик радиолокационного сигнала с динамическими процессами и микроструктурой метеобъекта.— Труды ЦАО, 1963, вып. 48, с. 3—54.
2. Горелик Г. С. К теории рассеяния радиоволн на блуждающих неоднородностях.— Радиотехника и электроника, 1956, т. 1, № 6, с. 695—703.
3. Горелик Г. С. О влиянии корреляции скоростей рассеивателей на статистические свойства рассеянного излучения.— Радиотехника и электроника, 1957, т. 2, № 10, с. 1227—1233.
4. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика.— М.: Наука, 1967, т. 2. 720 с.
5. Родак М. И., Францессон А. В. О применении теории турбулентности к рассеянию радиоволн на блуждающих неоднородностях.— Радиотехника и электроника, 1959, т. 4, № 3, с. 398—403.
6. Рыжков А. В. О возможностях использования метода синтезированных апертур в задачах радиолокационной метеорологии.— См. настоящий сборник.

*Г. Г. Шукин, Ю. А. Мельник, С. М. Гальперин,
Я. К. Ильин, Н. Ф. Михайлов, А. В. Рыжков*

ОЦЕНКА УСЛОВИЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАДИОВОЛН НАД МОРЕМ РАДИОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Традиционные методы измерения атмосферной рефракции в радиодиапазоне, описанные частично в [4], не всегда удобны для использования на практике. Метод метеорологического зондирования является малооперативным и позволяет определить условия распространения радиоволн лишь в локальной области пространства. Большинство радиотехнических способов предполагает наличие измерительной радиотрассы, на одном конце которой расположен передатчик, а на другом приемник, т. е. являются двухпозиционными. Измерение рефракции над акваториями требует при этом привлечения таких дорогостоящих средств, как судно, самолет, метеовышка и т. п.

В качестве нового метода оценки рефракции в морских условиях в данной работе предлагается радиометрический метод, предусматривающий применение радиометра, сопряженного с антенной, имеющей достаточно узкую диаграмму направленности. Такой радиометр может быть установлен как на судне, так и на берегу. Данный метод применим для безоблачной (или малооблачной) атмосферы и основан на использовании зависимости углового профиля яркостной температуры атмосферы от условий рефракции в области малых углов скольжения, т. е. в направлении радиогоризонта.

Общеизвестно, что при углах места ψ_0 , превышающих $5...10^\circ$, угловой ход яркостной температуры атмосферы $T_{\text{я}}(\psi_0)$ описывается формулой

$$T_{\text{я}}(\psi_0) = T_{\text{я}}(90^\circ) \operatorname{cosec} \psi_0. \quad (1)$$

При малых значениях ψ_0 на угловую зависимость $T_{\pi}(\psi_0)$ влияют три следующих фактора:

- 1) сферически-слоистая структура атмосферы;
- 2) атмосферная рефракция: оптическая длина пути луча в пределах эффективно излучающего слоя атмосферы становится очень чувствительной к условиям рефракции (рис. 1);
- 3) излучение и рассеяние подстилающей поверхностью.

В настоящее время именно диапазон малых значений ψ_0 наиболее слабо исследован как теоретически, так и экспериментально. В работах [1, 2] приводятся некоторые численные данные,

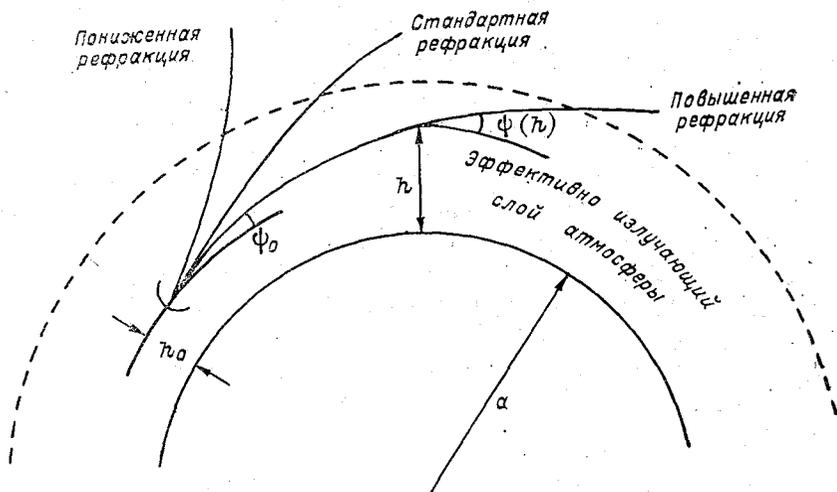


Рис. 1. Ход лучей в сферически слоистой атмосфере.

отражающие зависимость $T_{\pi}(\psi_0)$ от условий рефракции, но лишь в весьма ограниченном диапазоне углов и без учета влияния подстилающей поверхности. В [6] численный расчет произведен только для одной конкретной реализации высотного профиля показателя преломления.

Для оценки влияния рефракции на T_{π} при проведении аналитических расчетов будем использовать следующую упрощенную модель атмосферы и подстилающей поверхности:

1) предполагается, что атмосфера является сферически-слоистой, изотермической и безоблачной;

2) суммарное поглощение в атмосфере обусловлено молекулярным поглощением в кислороде и водяном паре, причем коэффициенты поглощения $\gamma_i(h)$ каждой из компонент зависят от высоты экспоненциально:

$$\gamma(h) = \sum_{i=1, 2} \gamma_i(0) e^{-\frac{h}{H_i}}. \quad (2)$$

Здесь индекс 1 относится к кислороду, индекс 2 — к водяному пару, H_i — эффективные толщины атмосферы при поглощении кислородом и водяным паром.

3) зависимость показателя преломления n от h является линейной;

4) подстилающей поверхностью является зеркальная поверхность моря, характеризующаяся комплексной диэлектрической проницаемостью, зависящей от длины электромагнитной волны, температуры и солености морской воды;

5) приемник радиоизлучения расположен на высоте h_0 над уровнем моря.

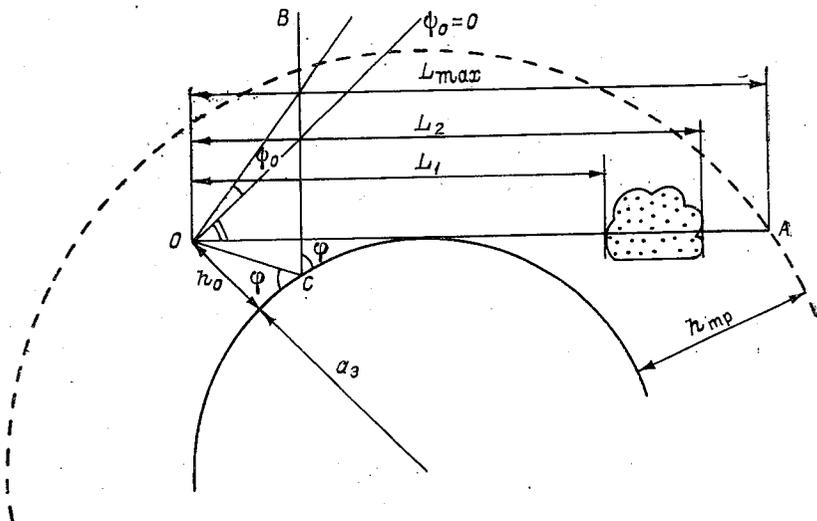


Рис. 2. Геометрия лучей, соответствующая концепции эквивалентного радиуса.

Исходное выражение для яркостной температуры безоблачного неба для тех ψ_0 , при которых отсутствует отражение и излучение поверхности моря, имеет вид

$$T_{\text{я}}(\psi_0) = \int_0^{\infty} T(l) \gamma(l) \exp\left(-\int_0^l \gamma(l') dl'\right) dl. \quad (3)$$

Выражение (3) справедливо для всех условий рефракции, кроме сверхрефракционных, когда образуется волновод и лучевые геометро-оптические формулы не применимы. При расчете по уравнению (3) удобно перейти от интегрирования по длине луча к интегрированию по высоте заменой $dl = dh/\sin\psi(h)$ (см. рис. 1). В случае сферически-слоистой атмосферы

$$\sin \psi(h) = \left\{ 1 - \left[\frac{(a + h_0)n(h_0)}{(a + h)n(h)} \cos \psi_0 \right]^2 \right\}^{1/2}. \quad (4)$$

При линейном профиле $n(h)$ удобно использовать концепцию эквивалентного радиуса, согласно которой задача распространения радиоволн в неоднородной атмосфере вокруг Земли с радиусом a сводится к задаче распространения радиоволн в однородной атмосфере вокруг Земли с неким эквивалентным радиусом $a_э$, определяемым отношением

$$\frac{1}{a_э} = \frac{d_n}{dh} + \frac{1}{a}. \quad (5)$$

В такой гипотетической атмосфере траектории лучей будут прямыми линиями (рис. 2).

С учетом соотношения (5) и условия $h, h_0 \ll a$ получаем:

$$\sin \psi(h) \simeq \left[\sin^2 \psi_0 + 2 \frac{h - h_0}{a_э} \right]^{1/2}. \quad (6)$$

При 0 и изотермической атмосфере выражение (3) можно переписать в виде

$$T_я(\psi_0) = T_0 \int_{h_0}^{\infty} \tau'(h) e^{-\tau(h)} dh = T_0 [1 - e^{-\tau(\infty)}], \quad (7)$$

где

$$\tau(h) = \int_{h_0}^h \gamma(h') \frac{dh'}{\sin \psi(h')} = \sum_{i=1, 2} \gamma_i(h_0) (2H_i a_э)^{1/2} e^{\frac{a}{2H_i} \sin^2 \psi_0} \times \\ \times \left\{ F \left[\left[\frac{a_э}{2H_i} \left(\sin^2 \psi_0 + \frac{2(h - h_0)}{a_э} \right) \right]^{1/2} \right] - F \left[\left(\frac{a_э}{2H_i} \right)^{1/2} \sin \psi_0 \right] \right\}; \quad (8)$$

$$F(v) = \int_0^v e^{-t^2} dt;$$

$$\tau(\infty) = \sum_{i=1, 2} \gamma_i(h_0) (2H_i a_э)^{1/2} e^{\frac{a}{2H_i} \sin^2 \psi_0} \left\{ \frac{\sqrt{\pi}}{2} - F \left[\left(\frac{a_э}{2H_i} \right)^{1/2} \sin \psi_0 \right] \right\}. \quad (9)$$

При условии $\sin \psi_0 \gg \left(\frac{2H_i}{a_э} \right)^{1/2}$ можно воспользоваться асимптотическим представлением интеграла ошибок для больших аргументов:

$$F(v) = \frac{\sqrt{\pi}}{2} - \frac{e^{-v^2}}{2v} \left(1 - \frac{1}{2v^2} + \dots \right), \quad (10)$$

тогда $\tau(\infty) = \text{cosec } \psi_0 \sum_{i=1, 2} \gamma_i(h_0) H_i$, что при $\tau(\infty) \ll 1$ дает закон косеканса:

$$T_я(\psi_0) = T_я(90^\circ) \text{cosec } \psi_0.$$

Значение $\psi_0 = - (2h_0/a_э)^{1/2} = \Psi_{кр}$ соответствует направлению на радиогоризонт, когда луч касается подстилающей поверхности. Можно показать, что при условии $0 > \psi_0 > \Psi_{кр}$ для $T_я(\psi_0)$

и $\tau(\infty)$ справедливы формулы (7) и (9) с той лишь разницей, что аргумент функции F будет отрицательным. При $\Psi_0 < \Psi_{кр}$ на величину $T_{я}$ существенным образом начинает влиять подстилающая поверхность. Если морская поверхность является зеркальной, то $T_{я}$ определяется суммой трех компонент:

$$T_{я} = T_{я1} + T_{я2} + T_{я3}, \quad (11)$$

где $T_{я1} = T_0(1 - e^{-\tau_0})$ — излучение атмосферы вдоль оптического пути OC (см. рис. 2), $T_{я2} = T_0 R e^{-\tau_0}(1 - e^{-\tau_\infty})$ — часть атмосферного излучения, переотраженная морской поверхностью (R — коэффициент отражения от моря по мощности, τ_0 и τ_∞ — оптические длины лучей OC и CB соответственно), $T_{я3} = \chi T_m e^{-\tau_0}$ — собственное излучение морской поверхности, $\chi = 1 - R$ — коэффициент излучения морской поверхности, T_m — ее температура. Перегруппировав члены в выражении (11), можно окончательно записать:

$$T_{я} = T_0 \left(1 + \frac{\Delta T}{T_0} \chi e^{-\tau_0} - R e^{-\tau_\infty} \right), \quad (12)$$

где

$$\tau_0 = \sum_{i=1,2} \gamma_i(h_0) (2H_i a_3)^{1/2} e^{\frac{a_3}{2H_i} \psi_0^2} \left\{ F \left[\left(\frac{a_3}{2H_i} \right)^{1/2} |\psi_0| \right] - F \left[\left(\frac{a_3}{2H_i} \right)^{1/2} \varphi \right] \right\}; \quad (12a)$$

$$\tau_\infty = \sum_{i=1,2} \gamma_i(h_0) (2H_i a_3)^{1/2} e^{\frac{a_3}{2H_i} \psi_0^2} \left\{ \frac{\sqrt{\pi}}{2} + F \left[\left(\frac{a_3}{2H_i} \right)^{1/2} |\psi_0| \right] - 2F \left[\left(\frac{a_3}{2H_i} \right)^{1/2} \varphi \right] \right\}; \quad (12б)$$

$$\psi_0^2 = \varphi^2 + \frac{2h_0}{a_3}; \quad \Delta T = T_0 - T_m; \quad R = R(\varphi); \quad \chi = \chi(\varphi). \quad (12в)$$

При расчете угломестного профиля $T_{я}(\psi_0)$ по формулам (7)... (9), (12) считалось, в соответствии с [6], что при значении абсолютной влажности $\rho = 7,5$ г/м³

$$\gamma_1(0) = \begin{cases} 5,33 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1} & \text{при } \lambda = 0,86 \text{ см;} \\ 1,88 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1} & \text{при } \lambda = 3,2 \text{ см;} \end{cases}$$

$$\gamma_2(0) = \begin{cases} 1,15 \cdot 10^{-2} \text{ км}^{-1} & \text{при } \lambda = 0,86 \text{ см;} \\ 1,35 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1} & \text{при } \lambda = 3,2 \text{ см.} \end{cases}$$

Параметры высотных профилей $\gamma_1(h)$ и $\gamma_2(h)$, согласно модели стандартной атмосферы, равны $H_1 = 5,3$ км, $H_2 = 2,1$ км.

Коэффициент отражения Френеля по мощности от морской поверхности выражается известными формулами для вертикальной поляризации

$$R_{\parallel} = \left| \frac{\varepsilon \sin \varphi - \sqrt{\varepsilon - \cos^2 \varphi}}{\varepsilon \sin \varphi + \sqrt{\varepsilon - \cos^2 \varphi}} \right|^2; \quad (13)$$

для горизонтальной поляризации

$$R_{\perp} = \left| \frac{\sqrt{\varepsilon - \cos^2 \varphi} - \sin \varphi}{\sqrt{\varepsilon - \cos^2 \varphi} + \sin \varphi} \right|,$$

где φ — угол скольжения (см. рис. 2), $\varepsilon = \varepsilon' + i\varepsilon''$ — комплексная диэлектрическая проницаемость морской воды, зависящая от длины радиоволны и солености морской воды.

В области малых значений φ можно использовать приближенные выражения для R_{\parallel} и R_{\perp} :

$$\left. \begin{aligned} R_{\parallel} &= 1 - 4 \operatorname{Re} \left(\frac{\varepsilon}{\sqrt{\varepsilon - 1}} \right) \varphi; \\ R_{\perp} &= 1 - 4 \frac{\operatorname{Re} \sqrt{\varepsilon - 1}}{|\varepsilon - 1|} \varphi. \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

Для вертикальной поляризации приближение (14) справедливо при условии, что угол скольжения меньше угла Брюстера ($\varphi_{\text{Бр}} = 4 \dots 5^\circ$), для горизонтальной поляризации границы применимости (14) гораздо шире.

На основании приведенных данных по формулам (7), (9), (12), (14) были рассчитаны профили $T_{\text{я}} = T_{\text{я}}(\varphi_0)$ в области малых

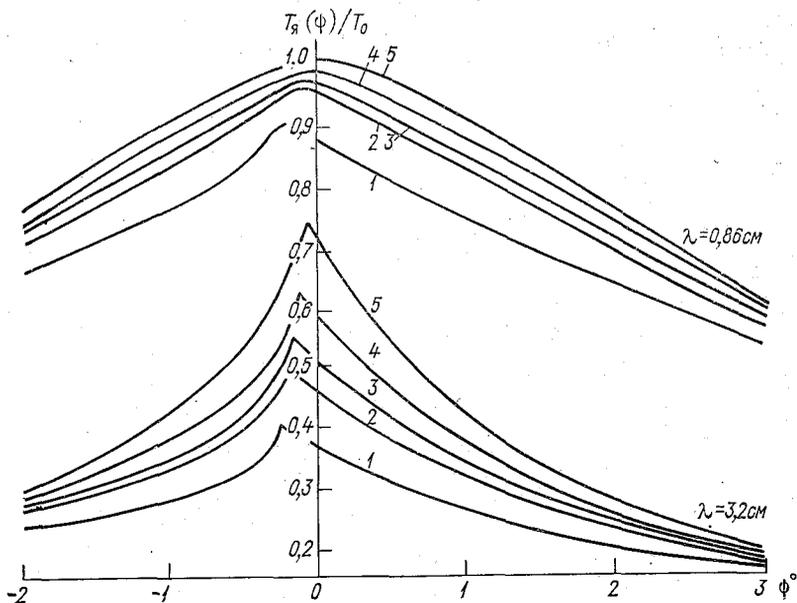


Рис. 3. Расчетные угломестные профили радиояростной температуры на длинах волн $\lambda_1 = 0,86$ см и $\lambda_2 = 3,2$ см при различных значениях a_3 :

Кривая	1	2	3	4	5
a_3	$a/2$	a	$4/3a$	$2a$	$4a$

углов скольжения φ для горизонтальной поляризации на двух длинах волн $\lambda=0,86$ см и $\lambda=3,2$ см при различных значениях a_3 . Расчетные профили, соответствующие значению абсолютной влажности $\rho=7,5$ г/м³, $h_0=45$ м, $\varepsilon=60+i30$, приведены на рис. 3. Анализ формул (7), (9), (12) и рис. 3 позволяет сделать следующие выводы:

1) угломестный профиль $T_{\pi}(\psi_0)$ характеризуется наличием хорошо выраженного максимума, соответствующего направлению на радиогоризонт ($\psi_0=\psi_{кр}$). Угловое положение этого максимума зависит от рефракции и меняется в пределах $5...15'$ для $h_0=45$ м;

2) при углах $|\psi|>3...5^\circ$ рефракция практически перестает влиять на величину T_{π} ;

3) значение T_{π} в максимуме $T_{max}=T_{\pi}(\psi_{кр})$ весьма чувствительно к условиям рефракции;

4) на волне $\lambda=3,2$ см влияние рефракции на профиль T_{π} выражено более сильно, чем на волне $\lambda=0,86$ см.

Таким образом, наиболее информативным параметром, позволяющим однозначно судить об уровне рефракции, является величина T_{max} , легко поддающаяся измерению. Исходя из (7)...(9) легко показать, что

$$T_{max}/T_0 = 1 - e^{-\tau_{max}}; \quad (15)$$

$$\tau_{max} = \left(\frac{\pi a_3}{2}\right)^{1/2} \sum_{i=1,2} \gamma_i(0) H_i^{1/2}.$$

Зависимости T_{max}/T_0 от a_3 , рассчитанные по формуле (15) при различных значениях ρ , приведены на рис. 4.

Оценку уровня рефракции можно провести и по наклону кривой $T_{\pi}(\psi)$ на атмосферном интервале. Действительно, для определения градиента $\partial T_{\pi}/\partial \psi$ при $\psi=\psi_{кр}+0$ можно получить выражение

$$\frac{\partial T_{\pi}}{\partial \psi} \simeq T_2 e^{-\tau_{max}} \sum_{i=1,2} a_3 \gamma_i(0). \quad (16)$$

Влияние конечной ширины диаграммы направленности антенны. Реальная антенна имеет конечную ширину диаграммы направленности, и вследствие этого измеренный с помощью такой антенны профиль температуры $T_a(\psi_0)$ будет отличаться от $T_{\pi}(\psi_0)$. Если T_{π} не зависит от азимутального угла, то

$$T_a(\psi_0) = \int_{\psi} G(\psi_0 - \psi_1) T_{\pi}(\psi_1) d\psi_1, \quad (17)$$

где $G(\psi_0 - \psi_1)$ — нормированный множитель диаграммы направленности антенны.

Оценим насколько отличается осредненный профиль $T_a(\psi_0)$ от истинного $T_{\pi}(\psi_0)$, считая для простоты профиль $T_{\pi}(\psi_0)$ треугольным с постоянными градиентами g_1 и g_2 на обоих склонах и аппроксимируя диаграмму направленности антенны в угломестной

плоскости прямоугольником шириной $\Delta\psi$. При этих предположениях легко получить следующие соотношения:

$$\begin{aligned} \Delta T_{\max} &= T_{a_{\max}} - T_{\gamma_{\max}} = -\frac{1}{2} \Delta \psi \frac{g_1 g_2}{g_1 + g_2}; \\ \Delta \psi_{\max} &= \psi_{a_{\max}} - \psi_{\gamma_{\max}} = \frac{1}{2} \Delta \psi \frac{g_1 - g_2}{g_1 + g_2}. \end{aligned} \quad (18)$$

В нашей конкретной задаче с приведенными выше параметрами морской поверхности профиль яркостной температуры можно считать симметричным относительно значения $\psi = \psi_{\text{кр}}$ (см. рис. 3) и полагать

$$g_1 = g_2 = g = \left| \frac{\partial T_{\gamma}(\psi_0)}{\partial \psi_0} \right|_{\psi_0 = \psi_{\text{кр}}} \approx T_0 \left| \frac{\partial \tau}{\partial \psi} \right|_{\psi = \psi_{\text{кр}}} e^{-\tau_{\max}}. \quad (19)$$

При значении $a_0 = 8,5 \cdot 10^3$ км, соответствующем стандартной рефракции, и $\rho = 7,5$ г/м³ согласно соотношению (16), получим:

$$g = \begin{cases} 13,3 T_0 & \text{при } \lambda = 3,2 \text{ см;} \\ 5,2 T_0 & \text{при } \lambda = 0,86 \text{ см.} \end{cases}$$

Для типовой антенны МРЛ-1 на основании выражения (18) получаем:

$$\Delta T_{\max} = \begin{cases} -4,3 \cdot 10^{-2} T_0 & \text{при } \lambda = 3,2 \text{ см;} \\ -0,5 \cdot 10^{-2} T_0 & \text{при } \lambda = 0,86 \text{ см.} \end{cases} \quad (20)$$

Влияние облачности на точность измерения рефракции. Как подчеркивалось выше, одним из необходимых условий применения описываемого метода является отсутствие облачности в эффектив-

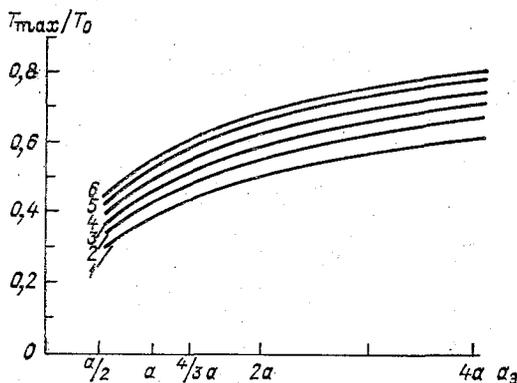


Рис. 4. Зависимость T_{\max}/T_0 от a_0 при $\lambda = 3,2$ см и при различных значениях абсолютной влажности ρ :

Кривая	1	2	3	4	5	6
ρ г/м ³	2,5	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0

но излучающем слое тропосферы, точнее говоря, на участке OA (см. рис. 2) луча, выходящего из точки расположения антенны радиометра под углом $\psi = \psi_{кр}$. Если считать высоту тропосферы $h_{тр}$ равной 10 км, то длина участка OA $L_{max} \approx \sqrt{2a_3 h_{тр}} \approx 400$ км при $a_3 = 8,5 \cdot 10^3$ км. Рассмотрим, при какой допустимой мощности облака на пути луча OA еще возможны достаточно надежные измерения рефракции. Пусть облако горизонтальной протяженностью $\Delta L = L_2 - L_1$ (см. рис. 2) обладает коэффициентом поглощения γ_3 , пропорциональным водности W и зависящим от длины волны, температуры и фазы облачной среды. Тогда добавка к $T_{я}$, обусловленная наличием капельной влаги (или ледяной фазы), может быть определена из соотношения

$$\Delta T_{я} = \int_{L_1}^{L_2} T_0 \gamma_3 \exp\left(-\int_{L_1}^L \gamma_3 dl\right) \exp\left(-\int_0^L (\gamma_1 + \gamma_2) dl\right) dL. \quad (21)$$

Полагая, что выполняются неравенства $\gamma_3 \gg \gamma_1, \gamma_2$ и $\Delta L \ll L_1, L_2$, получим следующее выражение:

$$\Delta T_{я} \simeq T_0 e^{-\tau(L_0)} (1 - e^{-\gamma_3 \Delta L}), \quad (22)$$

где

$$\tau(L_0) = \int_0^{L_0} (\gamma_1 + \gamma_2) dl;$$

$$L_0 = \frac{L_1 + L_2}{2}.$$

Величина $\tau(L_0)$ определяется по формуле (8), в которой нужно положить

$$\psi_0 = \psi_{кр}; \quad h = \frac{L_0^2}{2a_3}.$$

Как следует из рис. 3, для обеспечения достаточной точности измерения рефракции необходимо, чтобы добавка $\Delta T_{я}$ не превышала примерно $0,05 T_0$ для $\lambda = 3,2$ см и $0,025 T_0$ для $\lambda = 0,86$ см, т. е. необходимо выполнение неравенств

$$\gamma_3 \Delta L e^{-\tau(L_0)} < \begin{cases} 0,05 & \text{при } \lambda = 3,2 \text{ см;} \\ 0,025 & \text{при } \lambda = 0,86 \text{ см.} \end{cases} \quad (23)$$

Нетрудно показать, что коэффициент поглощения γ_3 км⁻¹ можно представить в виде

$$\gamma_3 = 0,23 \xi_3 W, \quad (24)$$

где W — водность (г/м³), ξ_3 — коэффициент поглощения (дБ/км на единицу водности). Значения ξ_3 приведены в табл. 1 [6].

Значение $e^{-\tau(L_0)}$ изменяется от 1 при $L_0 = 0$ до $e^{-\tau(\infty)}$ при $L_0 > 200$ км, что составляет при $a_3 = 8,5 \cdot 10^3$ км и $\rho = 7,5$ г/м³ 0,49 для $\lambda = 3,2$ см и 0,04 для $\lambda = 0,86$ см.

Пусть жидкокапельное облако имеет водность $W=1$ г/м³ (мощное кучевое облако), $t=10^\circ\text{C}$. Тогда на основе данных табл. 1 получим:

$$\xi_3 W = \begin{cases} 0,063 \text{ дБ/км} & \text{при } \lambda = 3,2 \text{ см;} \\ 0,681 \text{ дБ/км} & \text{при } \lambda = 0,86 \text{ см.} \end{cases} \quad (25)$$

Если облако находится на расстоянии, превышающем 200 км, то его максимальная горизонтальная протяженность не должна, согласно выражению (23), превышать 6...7 км при $\lambda=3,2$ см и 4 км при $\lambda=0,86$ см. При уменьшении расстояния L_0 максимально допустимая протяженность облака на $\lambda=3,2$ см может уменьшиться примерно в два раза, а на $\lambda=0,86$ см — в пять раз. Данное об-

Таблица 1
Зависимость коэффициента поглощения ξ_3
от температуры и длины волны для различных
типов облаков

Температура, °C	$\lambda=0,86$ см	$\lambda=3,2$ см
Жидкокапельные водяные облака		
20	0,647	0,0483
10	0,681	0,0630
0	0,990	0,0858
-8	1,250	0,1120
Ледяные облака		
0	$8,74 \cdot 10^{-2}$	$2,46 \cdot 10^{-3}$
-10	$2,93 \cdot 10^{-3}$	$8,19 \cdot 10^{-4}$
-20	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$5,63 \cdot 10^{-4}$

стоятельство является дополнительным свидетельством того, что для измерения рефракции предпочтительно использовать длину волны $\lambda=3,2$ см.

Рассмотрим теперь ситуацию, когда весь небосвод затянут слоисто-кучевой облачностью ($W=0,18$ г/м³), простирающейся от высоты $h_1=1$ км до высоты $h_2=1,5$ км, что соответствует статистической модели слоисто-кучевой облачности [5]. При этом длина ΔL участка луча внутри облака оценивается по формуле

$$\Delta L \approx \sqrt{2a_0} (\sqrt{h_2} - \sqrt{h_1}).$$

Для стандартной рефракции ΔL составляет примерно 30 км. Поскольку $L_0 \approx 145$ км и $\lambda=3,2$ см, следовательно $\exp[-\tau(L_0)] \approx 0,5...1,0$ и левая часть неравенства (23), таким образом, составляет $2,6(0,5...10) \cdot 10^{-3}$, т. е. такая форма облачности практически

не влияет на измерение рефракции описываемым методом при работе на длине волны $\lambda=3,2$ см.

Результаты экспериментальных исследований. Оценка условий рефракции радиометрическим методом проводилась в 1979 г. на территории Карадагской актинометрической обсерватории (КАО) в Крыму. Целью работ являлась проверка метода и получение данных об уровне рефракции над акваторией Черного моря, а также таких характеристик рефракции, как ее изменчивость в зависимости от времени суток, метеорологических условий, азимута наблюдения.

Для измерений использовался модуляционный радиометр на длине волны $\lambda=3,2$ см с чувствительностью около 3 К. В качестве антенны использовалось стандартное параболическое зеркало

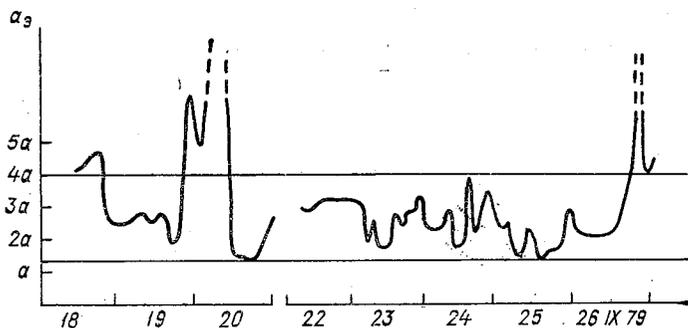


Рис. 5. Изменение эквивалентного радиуса $a_{\text{э}}$ в период с 18 по 26 сентября 1979 г. по данным радиометрических измерений.

станции МРЛ-1. Измерения проводились при горизонтальной поляризации сигнала. Антенна была установлена на высоте 45 м над уровнем моря непосредственно у края береговой черты, что позволило свести к минимуму влияние берега. Сектор обзора морской поверхности заключался между азимутами 110 и 210°.

Запись угломестного профиля радиояркостной температуры проводилась в ходе эксперимента в среднем через 2 ч, а в отдельные дни ежечасно. Как правило, измерения проводились в фиксированном азимуте 160°, однако периодически выполнялись и азимутальные разрезы. Одновременно с радиометрическими проводились радиолокационные наблюдения на станции МРЛ-1, а также стандартные метеорологические наблюдения, включающие в себя определение температуры, влажности, давления, скорости и направления ветра, визуальные наблюдения за облачностью и другие измерения (более подробно см. работу [4]). В период проведения эксперимента (сентябрь 1979 г.) для района Карадага были характерны в основном безоблачная погода и спо-

койное море, что соответствует условиям, определяющим возможность применения метода.

Получаемые угломестные разрезы радиояркой температуры $T_{\text{я}}(\psi_0)$ обрабатывались в соответствии с теоретической моделью метода, при этом аппаратная ошибка определения значения T_{max}/T_0 не превышала 5%. Уровень рефракции определялся в терминах эффективного радиуса Земли a_0 , при этом стандартной рефракции соответствует значение $a_0 = 1,33 a$. Границей сверхрефракции условно было выбрано значение $a_0 = 4a$.

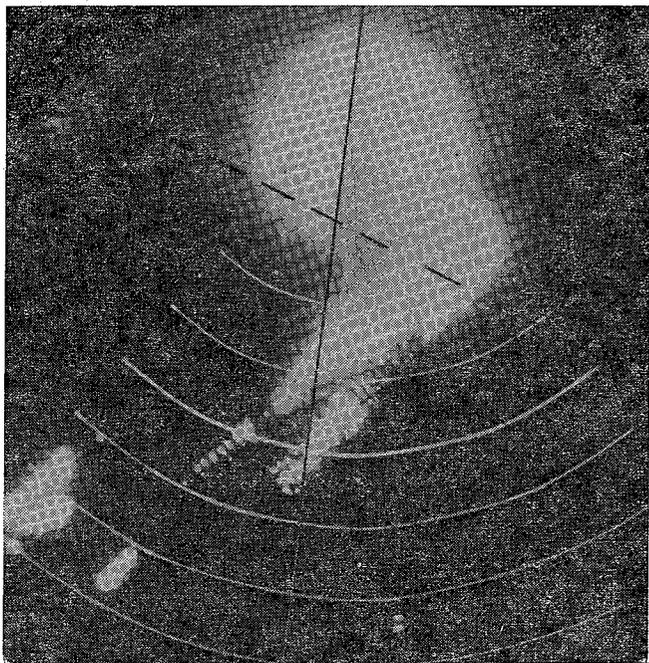


Рис. 6. «Кольцевые» отражения от морской поверхности на ИКО МРЛ-1. КАО, 26 сентября 1979 г., 18 ч 25 мин.
 $\lambda = 3,2$ см. Метки дальности через 10 км.

На рис. 5 приведены результаты радиометрических измерений за период с 18 по 26 сентября 1979 г. Как следует из рисунка, в течение всего периода измерений рефракция была выше стандартной, что согласуется с литературными данными о рефракции над морскими акваториями [8]. В течение суток рефракция существенно меняется. Скорость ее изменения может быть различной, но в среднем заметные изменения происходят за время порядка часа.

Характерной особенностью изменения уровня рефракции является его повышение в вечерние и ночные часы. Эта особен-

ность прослеживается во все дни, когда проводились измерения. Особенно резкое повышение уровня до сверхрефракции отмечено 19 и 26 сентября. Эффект волноводного распространения при этом отмечался и по радиолокационным наблюдениям на МРЛ-1 по резкому увеличению дальности радиовидимости и появлению так называемых «кольцевых» отражений от морской поверхности, обусловленных, согласно [7], интерференционными явлениями в приводном волноводе (рис. 6).

В левом нижнем углу рисунка видны отражения от береговой черты, находящейся на расстоянии 365 км от МРЛ-1.

Описанная особенность суточного хода рефракции очень хорошо коррелирует с особенностями суточного хода ветра и температуры воздуха в районе наблюдения, что более подробно рассмотрено в [4]. Следует отметить, что дни наиболее резкого подъема уровня рефракции характеризовались резкой переменой погоды: 19 сентября наблюдалось существенное потепление, сопровождаемое уменьшением скорости ветра после периода холодной и очень ветреной погоды, а 26 сентября, наоборот, отмечалось похолодание. Ограниченный объем экспериментального материала, к сожалению, не позволяет пока сделать выводы о закономерности этой корреляции.

В процессе эксперимента изучалась также зависимость уровня рефракции от азимута, для чего периодически производились измерения рефракции при различных значениях азимута в секторе от 115 до 205° (рис. 7). Из рисунка видно, что при рефракции, близкой к нормальной, зависимость величины a_0 от азимута выражена слабо (кривая 1). В момент измерения дул южный ветер (с моря на сушу), поэтому атмосфера была горизонтально однородной. 29 сентября в 14 ч 10 мин (кривая 2) наблюдался юго-западный ветер, однако еще в 12 ч этого же дня ветер был северный, и горизонтальная однородность атмосферы установилась еще не полностью. Особенно резко выражена неоднородность рефракции по азимуту в условиях сверхрефракции (кривые 3 и 4). Сопоставление кривой 4 на рис. 7 и рис. 6 позволяет заключить, что «кольцевые» отражения от морской поверхности наблюдаются именно в том секторе, в котором отмечается сверхрефракция, определенная радиометрическим методом.

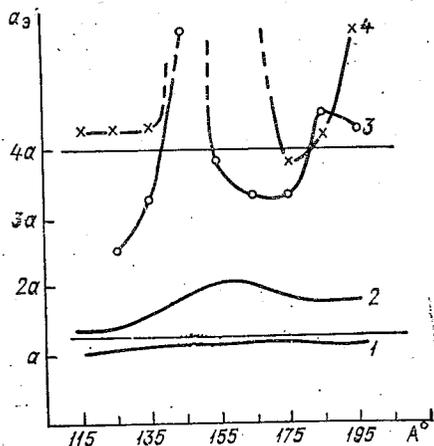


Рис. 7. Азимутальные зависимости уровня рефракции, полученные по данным радиометрических измерений в 1979 г.

1 — 14 ч 30 мин 28 IX, 2 — 14 ч 10 мин 29 IX, 3 — 20 ч 00 мин 26 IX, 4 — 18 ч 00 мин 26 IX.

Результаты радиометрического измерения рефракции согласуются и с данными, полученными другими методами [4].

Резюмируя, можно отметить, что в работе предложен простой дистанционный метод оценки рефракции над морской поверхностью. Радиометрический метод отличается большой оперативностью: данные об уровне рефракции могут быть получены в течение нескольких минут. Кроме того, это единственный известный авторам метод, позволяющий изучать пространственную структуру рефракции, что имеет большое практическое значение. Проведенные в работе экспериментальные исследования позволили установить некоторые закономерности поведения рефракции в районе Карадага, в том числе обнаружена существенная зависимость уровня рефракции от азимута при определенных метеорологических условиях. Продолжение исследований позволит уточнить эти закономерности и усовершенствовать сам метод.

В заключение авторы выражают свою признательность сотрудникам КАО ГГО за помощь в проведении экспериментальных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайкович К. Т., Наумов А. П. О влиянии сферичности Земли и рефракции радиоволн на радиоизлучение атмосферы в микроволновом диапазоне. Радиотехника и электроника, 1979, т. 24, № 1, с. 168—171.
2. Горелик А. Г., Скуратова И. С., Хачатрян Ж. Б. Радиоизлучение в безоблачной атмосфере на малых углах места. — В кн.: Радиофизические исследования атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1977, с. 181—187.
3. Гурвич А. С., Ершов А. Т. О радиотепловом излучении атмосферы при волноводном распространении. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1979, т. 15, № 2, с. 218—220.
4. К вопросу определения тропосферной рефракции/Шукин Г. Г., Мельник Ю. А., Андреев И. В. и др. — См. настоящий сборник.
5. Расчет характеристик радиотеплового излучения для различных моделей облачной атмосферы/Л. П. Бобылев, М. А. Васищева, С. П. Образцов и др. — Труды ГГО, 1975, вып. 328, с. 22—49.
6. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1973. 343 с.
7. Namia A., Pucciano A. Proceedings NATO Advanced Study Institutes, Sorrento, 1973, p. 209.
8. Wickerts S., Nilsson L. Proceedings NATO Advanced Study Institutes, Sorrento, 1973, p. 27.

*Г. Г. Щукин, Ю. А. Мельник, И. В. Андреев,
А. М. Бриккер, С. М. Гальперин, В. В. Кашинов,
Н. Ф. Михайлов, А. В. Рыжков, В. И. Селицкая,
Л. И. Чуканов*

К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТРОПОСФЕРНОЙ РЕФРАКЦИИ

Одной из важнейших задач радиометеорологии является оценка уровня атмосферной рефракции, определяющей характер распространения радиоволн УКВ диапазона в тропосфере и реальную дальность действия различных радиосредств.

К решению данной проблемы возможны два общих подхода. Один из них заключается в постановке измерений высотного распределения метеопараметров и последующего расчета по ним вертикального профиля показателя преломления. Другой подход предусматривает непосредственное измерение уровня рефракции с помощью радиотехнических средств различными методами: по углу прихода радиоволн, по высоте интерференционного лепестка, по характеру ослабления поля в дифракционной зоне и т. п.

В задачу данного исследования входила сравнительная оценка возможностей трех различных методов определения уровня рефракции при их синхронном использовании в районе акватории Черного моря.

Метод оценки рефракции по данным метеорологического зондирования приводного слоя атмосферы

Исчерпывающую характеристику условий распространения радиоволн можно получить, зная высотный профиль показателя преломления $n(h)$, который связан с метеопараметрами известным соотношением

$$(n - 1)10^6 \equiv N = \frac{77,6}{T} \left(P + \frac{4810e}{T} \right), \quad (1)$$

где T — температура воздуха (К), P — атмосферное давление (гПа), e — упругость водяного пара (гПа).

Проведение высотного метеорологического зондирования в пределах всей толщи тропосферы сопряжено с большими техническими трудностями и малооперативно. Однако в ряде практических задач оказывается возможным ограничиться лишь измерением приводных значений метеопараметров, по которым можно с достаточной точностью восстановить профиль $N(h)$ по крайней мере в пределах пограничного слоя [2, 7, 9].

Экспериментальные исследования структуры показателя преломления над акваториями, проведенные в последние годы [6, 7], свидетельствуют о том, что чаще всего высотный профиль $N(h)$ в пределах пограничного слоя описывается законом, близким к логарифмическому или степенному, и характеризуется наличием

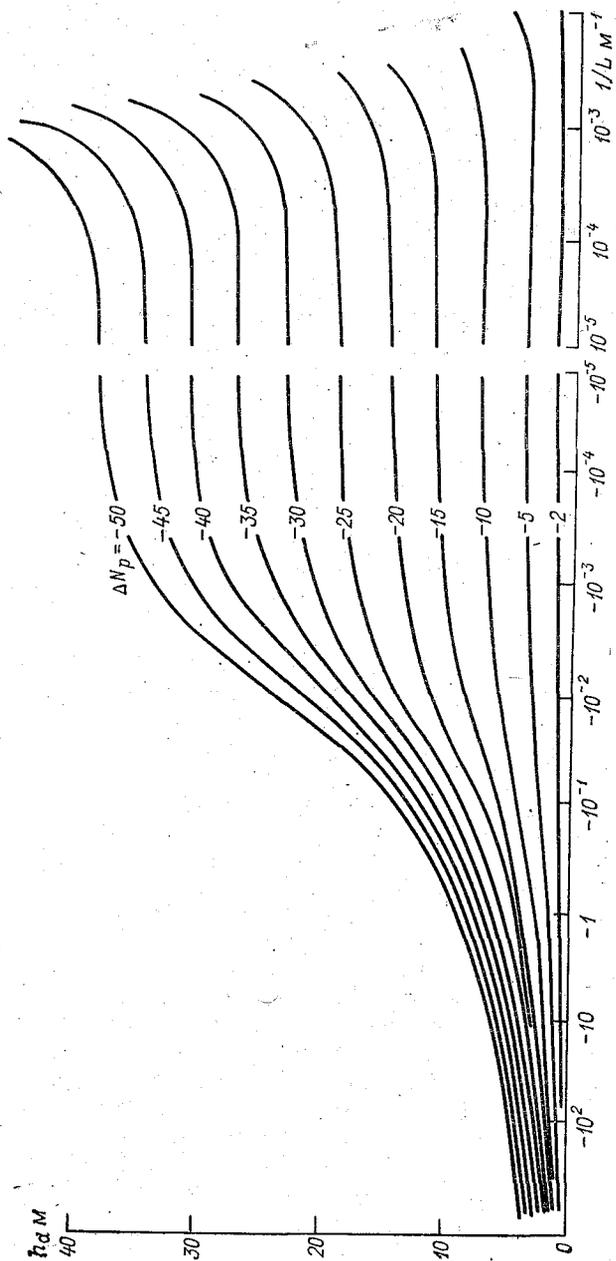


Рис. 1. Зависимость высоты волновода h_a от параметра стабильности $1/L$ для различных значений ΔN_p .

поверхностного волновода испарения. Если трасса распространения радиоволн расположена в пределах пограничного слоя не очень высоко над поверхностью моря, то для оценки условий распространения вдоль нее радиоволн достаточно знать лишь параметры волновода. Возможное влияние инверсионных слоев, которые, как правило, расположены значительно выше (на уровне $h \geq 500$ м), проявляется лишь при очень больших расстояниях в длинноволновой части УКВ диапазона.

Согласно теоретическим исследованиям [9], высотное распределение $N(h)$ в пределах пограничного слоя подчиняется закону турбулентной диффузии и может быть полностью описано с помощью двух параметров: высоты волновода h_d и параметра стабильности Монины — Обухова L . Эти два параметра могут быть рассчитаны на основании достаточно простых метеоизмерений, производимых с борта судна.

В ходе эксперимента измерялись четыре величины: T_B — температура поверхности морской воды, T — температура воздуха на уровне $h=8$ м, e — упругость водяного пара на уровне $h=8$ м и U — средняя скорость ветра на уровне $h=8$ м. Затем на основании методики, изложенной подробно в [9], по значениям разности потенциальных температур $\Delta\theta$, потенциальных упругостей водяного пара Δe_p и потенциальных показателей преломления ΔN_p на уровнях $h=8$ м и $h=0$ рассчитывались искомые параметры h_d и L . На рис. 1 представлено семейство кривых $h_d = h_d(L)$ при различных значениях ΔN_p [7].

Метод оценки уровня рефракции по величине погонного ослабления радиосигнала в дифракционной зоне

Для того чтобы получить полное представление о характере распространения радиоволн при рассчитанном вертикальном профиле показателя преломления, необходимо решить электродинамическую задачу расчета электромагнитного поля. Выражение для мощности P поля, регистрируемого приемником на расстоянии R от источника, имеет следующий вид:

$$P = P_t \frac{G_1 G_2 \lambda^2}{(4\pi R)^2} V^2, \quad (2)$$

где P_t — мощность передатчика, G_1 и G_2 — коэффициенты усиления передающей и приемной антенн, λ — длина волны, V — функция ослабления, которая в общем случае может быть представлена в виде ряда нормальных волн:

$$V = R^{1/2} \sum_{i=1}^{\infty} \varphi(\alpha_i) g_i(h_1) g_i(h_2) e^{jkR \alpha_i}. \quad (3)$$

Здесь $k=2\pi/\lambda$, h_1 и h_2 — высоты расположения передатчика и приемника, $\varphi(\alpha_i)$ — коэффициент возбуждения i -й нормальной волны (моды), $g_i(h_1)$ и $g_i(h_2)$ — нормированные высотные множители

ли i -й моды, α_i — комплексное собственное число, определяющее фазовую скорость и затухание i -й моды.

Представление V в виде ряда по формуле (3) удобно за пределами области прямой видимости — в дифракционной зоне, где в ряде (3) можно удержать лишь несколько первых членов, соответствующих слабо затухающим нормальным волнам. Именно эта область пространства наиболее интересна с точки зрения оценки реальной дальности действия различных радиосистем. Для сферически-слоистой среды с вертикальным профилем $N(h)$, характеризующимся наличием волновода испарения, проблема расчета всех величин, входящих в выражение (3), представляет собой очень сложную в математическом отношении задачу, которая, как правило, может быть решена только численными методами. В зоне глубокой тени в ряде (3) доминирует слагаемое, соответствующее первой моде, и характер убывания мощности поля с расстоянием определяется в основном экспоненциальным множителем $\exp(-2kR\text{Im}\alpha_1)$. Следовательно, можно приближенно оценить погонное ослабление мощности сигнала μ (дБ/км) в зоне глубокой тени:

$$\mu_1 = 8,686 \cdot 10^{-3} k \text{Im} \alpha_1, \quad (4)$$

где k — волновое число (м^{-1}).

Зависимость μ_1 от частоты излучения f и параметров волновода h_d и L приведена в работе [9].

Для того чтобы установить точность оценки уровня рефракции и связанной с ним скорости убывания поля за горизонтом по данным метеоизмерений в приводном слое, непосредственно измерялось значение погонного ослабления мощности поля в дифракционной зоне μ . С этой целью использовалась радиотрасса, одним концом которой служил передатчик на берегу на высоте h_1 над уровнем моря, другим — приемник, установленный на судне на высоте h_2 , курсирующем вдоль направления на передатчик. В ходе эксперимента производилась запись среднего уровня мощности принимаемого сигнала при движении судна от передатчика до расстояния, на котором уже невозможна надежная запись среднего уровня сигнала, т. е. когда «земная» волна, определяемая уровнем рефракции и кривизной земной поверхности, становится сравнима с «тропосферной» волной, обусловленной рассеянием излучения на турбулентных неоднородностях атмосферы.

Методика сопоставления результатов измерений

Строго говоря, интервал удалений, при которых возможны достаточно надежные измерения мощности сигнала, не является зоной глубокой тени, и одномодовое представление поля не имеет места, что затрудняет сопоставление полученных результатов с выражением (4) и данными работы [9].

Для устранения этой трудности было предложено привести результаты измерений, полученные двумя способами, к модели ат-

мосферы с линейным профилем $n(h)$. Использование такой упрощенной модели в качестве эталона имеет то преимущество, что ее рефракционные свойства описываются единственным параметром — градиентом dn/dh или значением эквивалентного радиуса Земли a_0 , определяемым по формуле

$$\frac{1}{a_0} = \frac{dn}{dh} + \frac{1}{a}, \quad (5)$$

где a — радиус Земли. К тому же данная модель является единственной хорошо изученной моделью, для которой известно поведение поля как в зоне глубокой тени, так и в зоне полутени [1].

С целью интерпретации результатов радиоизмерений по таблицам в [1] было построено семейство кривых $V=V(R)$ (рис. 2) для различных значений a_0 . Затем на основании данных радиоизмерений, полученных на судне, рассчитывалась экспериментальная зависимость $V_{\text{экс}}=V_{\text{экс}}(R)$, график которой сопоставлялся с семейством кривых, приведенных на рис. 2, и по наклону кривой $V_{\text{экс}}=V_{\text{экс}}(R)$ делался вывод о значении a_0 , которое и является количественной оценкой рефракции или, условно, уровнем рефракции. С другой стороны, значение погонного ослабления первой моды $\mu_{\text{экс}}$, определенное по данным [9] для рассчитанных значений h_a , L и μ_0 , приравнивалось к значению погонного ослабления первой моды в линейной модели атмосферы $\mu_1=1,1 (a_0/a)^{-2/3}$ [5], и, таким образом, значения a_0 рассчитывались на основе метеоизмерений. На рис. 3 рассматривается взаимосвязь между значениями h_a , μ_1 и a_0 при $L=\infty$.

Значение $a_0=4/3a$, соответствующее стандартной рефракции, разделяет интервал изменения a_0 , в пределах которого применима концепция эквивалентного радиуса ($a_0 \leq 4a$, [3]), на область повышенной рефракции ($4/3a < a_0 < 4a$) и область пониженной рефракции ($a_0 < 4/3a$). Будем считать условно, что при значениях $a_0 > 4a$ имеет место свэрхрефракция.

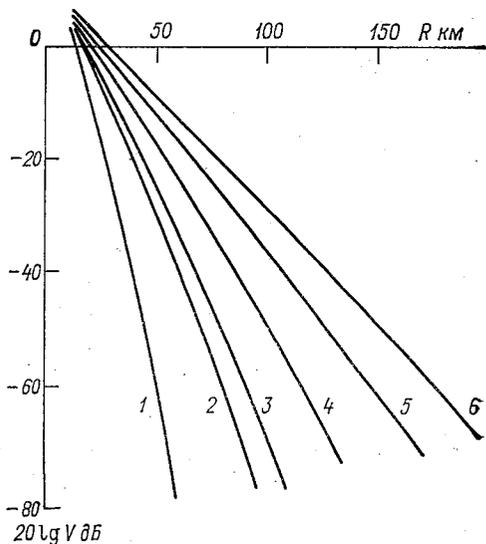


Рис. 2. Зависимость функции ослабления V от расстояния R при различных значениях эквивалентного радиуса Земли a_0 :

Кривая	1	2	3	4	5	6
a_0	$a/2$	a	$4/3a$	$2a$	$3a$	$4a$
μ дБ/км			0,83			0,38

Разумеется, предложенная методика оценки уровня рефракции по данным метеоизмерений и радиоизмерений не является достаточно строгой, поскольку влияние реальной стратификации $N(h)$ на распространение радиоволн, например, нельзя описать с помощью единственного параметра a_0 . В то же время имеющиеся данные о профилях $N(h)$ над морем [6] позволяют надеяться, что влияние сравнительно мелкого волновода испарения на распространение радиоволн вдоль трассы, проходящей в основном над волноводом, не очень велико, и поэтому должны сохраняться об-

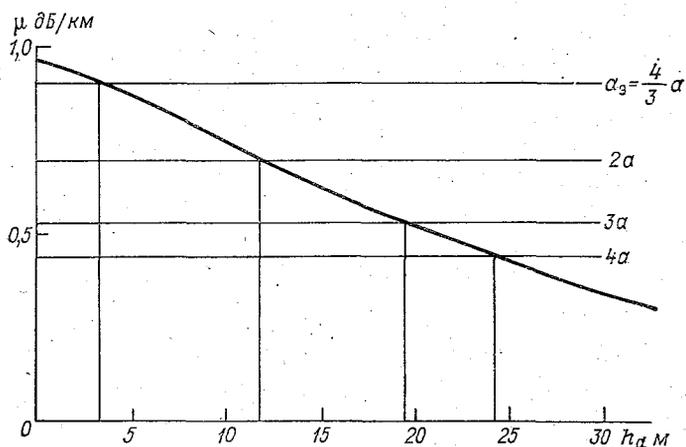


Рис. 3. Зависимость погонного ослабления первой моды μ от высоты волновода h_d при $L=\infty$.

щие черты распространения радиоволн в линейной модели атмосферы.

Третьим методом измерения рефракции был радиометрический, подробно описанный в [4].

Измерительный комплекс и результаты измерений

Измерительный комплекс включал в себя градиентные метеорологические измерения и измерения погонного ослабления сигнала на судне, а также радиометрические измерения, проводившиеся на территории Карадагской актинометрической обсерватории (КАО) ГГО. Кроме того, в эксперименте принимал участие самолет-лаборатория Ил-14, оснащенный метеорологическими датчиками, производились систематические метеонаблюдения и радиолокационные наблюдения с помощью станции МРЛ-1 в КАО, а также периодическое зондирование нижнего слоя атмосферы с помощью привязного аэростата, проводившееся сотрудниками Одесского гидрометеорологического института в непосредственной

близости от места расположения КАО. Работы проводились в период с 13 сентября по 2 октября.

Синхронные данные о рефракции, полученные перечисленными выше методами, приведены в табл. 1. Для удобства сравнения все результаты приведены к значениям эффективного радиуса Земли a_0 . В этой же таблице приведены сведения о ветре в момент измерения. Как следует из табл. 1, за исключением одного случая преобладал южный ветер, т. е. направленный с моря на сушу. Эта

Таблица 1

Значения эффективного радиуса a_0 (в долях a), полученные синхронно тремя методами в сентябре 1979 г.

Время, ч мин	Ветер		Методы измерения		
	скорость	направление	судовые		радиометрические
			метео	радио	
18 IX					
13 13	6	ЮЗ	2,9	—	—
14 00	6	ЮЗ	—	—	3,9
24 00	0	—	—	2,5	2,5
19 IX					
05 57	0	—	3,1	—	2,4
07 39	1	З	2,9	2,9	2,6
10 07	8 . . . 10	ЮЗ	3,1	—	2,8
25 IX					
01 00	2	ССВ	1,9	—	2,3
03 00	—	—	1,6	—	2,4
05 00	0	—	—	1,9	2,0
07 00	0	—	1,5	—	1,5
17 00	4	Ю	1,2	1,1	1,7
18 00	2	Ю	—	1,3	1,7

метеорологическая ситуация наиболее благоприятна для проведения синхронных измерений, поскольку соответствует практически однородной в направлении берег — море атмосфере.

Из табл. 1 видно, что в тех случаях, когда удалось осуществить синхронные измерения рефракции тремя методами, все они дают весьма близкие значения a_0 . Максимальное различие, составляющее 30 %, отмечается примерно в 14 ч 18 сентября 1979 г. между данными метеоизмерений на судне и радиометрическими данными, однако это различие, по-видимому, связано с неполной синхронностью измерений. Радиометрические измерения были начаты

в 14 ч 18 сентября, и в период с 14 до 21 ч значения α_0 , полученные по этим измерениям, быстро росли. Это позволяет предположить, что в 13 ч 13 мин, в момент проведения метеоизмерений на судне, радиометрический метод дал бы значение α_0 , заметно более близкое к полученному по судовым метеоданным. Во всех же остальных случаях расхождения не превышают 20 %, что с учетом сложности эксперимента и разной природы методов измерения можно считать весьма удовлетворительным.

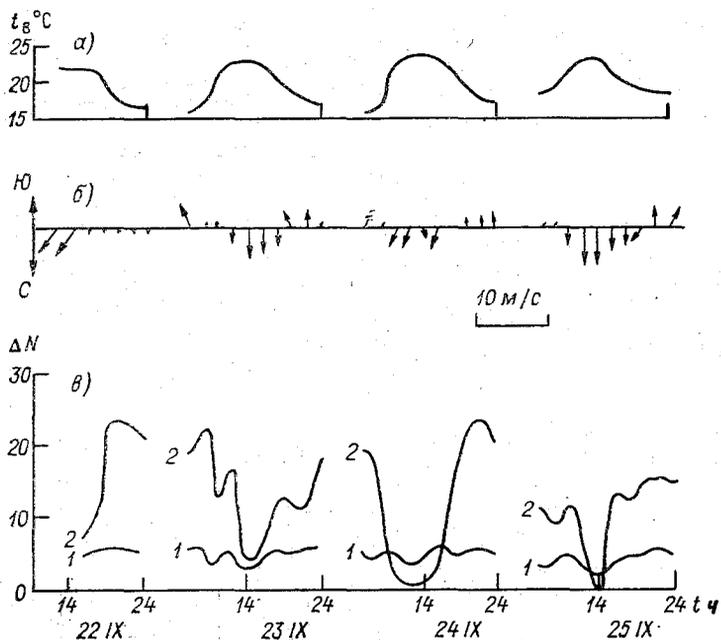


Рис. 4. Изменение температуры воздуха (а) и номограмма ветра (б) по данным береговых метеоизмерений, а также экспериментальные значения N -дефицита (в N -единицах) (в) по радиометрическим данным (1) и по данным береговых метеоизмерений (2).

Приведенные результаты дают основание заключить, что все три метода в принципе позволяют оценивать рефракцию над морской акваторией и в условиях однородной атмосферы дают очень близкие результаты. Сложность проведения судовых измерений резко ограничивает возможности детального изучения временной и пространственной структуры рефракции. В то же время было отмечено, что данные судовых измерений в том довольно ограниченном объеме, в котором их удалось получить, весьма значительно отличаются от береговых метеоизмерений. В связи с этим проводилась систематическая оценка уровня рефракции по береговым метеоданным. Результаты расчетов за период с 22 по 25 сен-

тября 1979 г. приведены на рис. 4. Там же в качестве контрольных приведены радиометрические данные, пересчитанные к значениям N -дефицита (в N -единицах). Из рисунка видно хорошее качественное соответствие кривых, полученных указанными двумя методами, однако удовлетворительное количественное соответствие наблюдается лишь в дневные часы.

Указанные расхождения связаны с тем, что показания радиометра определяются осредненным градиентом высотного профиля $N(h)$ в пределах всей толщи поглощающей тропосферы, который, как правило, ниже значений локальных градиентов в непосредственной близости от морской поверхности, о чем свидетельствует рис. 5.

Сопоставление кривых N -дефицита с номограммой ветра показывает, что за рассматриваемые четверо суток днем постоянно наблюдался южный (с моря на сушу) ветер, обуславливающий, как указывалось, горизонтальную однородность атмосферы. К вечеру ветер изменялся на северный (с суши на море), что приводило к существенному различию значений метеопараметров на берегу и в открытом море, а следовательно, и к непригодности береговых метеоданных для оценки рефракции над морем.

Описанные изменения горизонтальной структуры атмосферы подтверждаются самолетными данными. Таким образом, береговые измерения также позволяют оценивать уровень рефракции над морской поверхностью, но лишь в том случае, когда ветер направлен с моря на сушу.

Это же обстоятельство ограничивает и применение для оценки рефракции над морем высотных профилей метеоэлементов, полученных методом привязного зондирования непосредственно у береговой черты. Сравнение рис. 4 и 5 позволяет заключить, что качественно вид высотных профилей хорошо согласуется с ходом уровня рефракции, полученного радиометрическим методом.

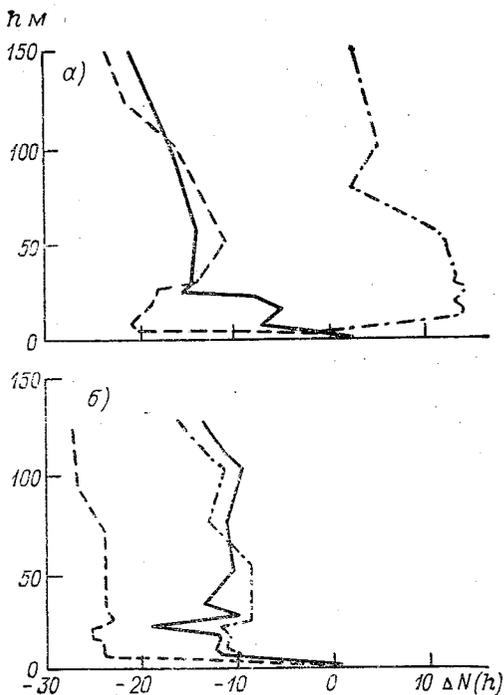


Рис. 5. Высотные профили показателя рефракции над морем по данным аэростатного зондирования 23 X (а) и 25 X (б) 1979 г.

К сожалению, крайне ограниченное количество таких измерений, имеющееся в нашем распоряжении, не позволяет пока сделать какие-либо определенные выводы.

Из рис. 4 видна общая закономерность суточного хода уровня рефракции, наблюдавшаяся практически в течение всего срока, когда проводились систематические наблюдения. Уровень рефракции повышается к вечеру и удерживается на относительно высоком уровне до утра; днем рефракция ниже (см. также [4]).

Можно указать две причины такой закономерности. Первая из них связана с установившимся в районе работ ветровым режимом. Как уже отмечалось, в период эксперимента ветер, направленный

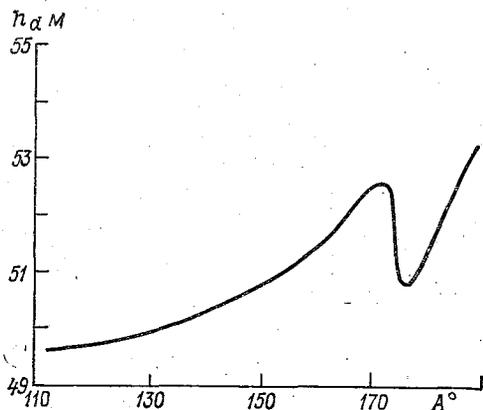


Рис. 6. Зависимость высоты волновода испарения h_d от азимута A по данным радиолокационных измерений.

с моря на сушу, наблюдался только в дневные часы, тогда как в остальное время преобладал ветер обратного направления. Вторжение относительно сухого воздуха с суши приведет, согласно [7], к усилению испарения с морской поверхности и к появлению толстого адвекционного волновода, т. е. к повышению уровня рефракции. С другой стороны, этот процесс стимулируется одновременным падением температуры воздуха, которая ночью в период эксперимента была ниже температуры морской воды, а днем — выше ее. Суточный ход темпера-

туры воздуха приведен на рис. 4. Дважды за период эксперимента, а именно 19 и 26 сентября, рефракция в вечерние часы возростала настолько резко, что наблюдалось волноводное распространение.

Радиометрический метод не позволяет определить параметры волновода при $a_e > 4a$, поскольку при этом концепция эквивалентного радиуса вообще теряет силу. Сделать это можно с помощью радиолокационных наблюдений. 26 сентября на РЛС МРЛ-1 наблюдалось характерное «кольцевое» радиоэхо от морской поверхности, обусловленное волноводным характером распространения [9]. Согласно работе [8], расстояние до самой удаленной от РЛС границы такого эха связано с высотой волновода над морской поверхностью следующим образом

$$\frac{2(h_d - h_a)}{\lambda} \frac{2h_d - h_a}{D} = \frac{1}{2}, \quad (6)$$

где h_a — высота расположения РЛС, D — расстояние от РЛС до самой удаленной границы «кольцевого» эха.

Зависимость h_a от азимута, рассчитанная по формуле (6), приведена на рис. 6. Представляет интерес сравнение этого рисунка с данными радиометрических измерений [9].

Резюмируя, можно отметить, что полученные результаты позволяют сделать предварительный вывод о пригодности метода градиентных метеоизмерений на судне, метода измерения погонного затухания сигнала и радиометрического метода для оценки уровня рефракции над морской поверхностью. Все эти три метода в условиях не очень высокой рефракции ($a_0 \leq 3a$) дают весьма близкие результаты. Наиболее оперативным является радиометрический метод, который, кроме этого, позволяет изучить азимутальную структуру рефракции.

Результаты измерений уровня рефракции хорошо согласуются с заключениями общефизического характера, основанными на анализе метеообстановки в момент измерения.

В условиях однородной атмосферы оказывается возможной оценка уровня рефракции и по береговым метеоизмерениям. В случае же волноводного распространения радиоволн количественные данные о параметрах волновода могут дать радиолокационные наблюдения.

В условиях описанного эксперимента существенно повышенная рефракция характеризовалась и значительной неоднородностью по азимуту [4]. Естественно ожидать, что в случае, когда, имеет место заметная горизонтальная неоднородность атмосферы, данные о рефракции, полученные разными методами и в разных точках района работ, могут существенно различаться.

К сожалению, синхронные данные всем комплексом средств в периоды наиболее высокой рефракции получить не удалось. В дальнейшем набор более обширных данных по рефракции в различных условиях всеми описанными методами позволит уточнить и дополнить предварительные выводы, сделанные в данной работе.

В заключение авторы выражают благодарность сотрудникам КАО за большую помощь при проведении работ и сотрудникам ОГМИ, любезно предоставившим результаты зондирования приводного слоя атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азрилянт П. А., Белкина М. Г. Численные результаты теории дифракции радиоволн вокруг земной поверхности. — Советское радио, 1957. 44 с.
2. Андрианов В. А., Ракитин Б. В. Восстановление высотных профилей показателя преломления радиоволн в пограничном слое атмосферы. — Радиотехника и электроника, 1978, т. 23, № 10, с. 2031—2038.
3. Биргер Е. С., Конюхова Н. Б. Численный расчет распространения радиоволн в вертикально-неоднородной тропосфере. — Радиотехника и электроника, 1969, т. 14, № 7, с. 1147—1156.
4. Оценка условий распространения для радиоволн над морем радиометрическим методом/Г. Г. Щукин, Ю. А. Мельник, С. М. Гальперин и др. — См. настоящий сборник.
5. Распространение ультракоротких радиоволн. Под ред. Б. А. Шиллерова. — Советское радио, 1954. 710 с.

6. Статистические характеристики показателя преломления в приводном слое атмосферы/Н. А. Дорфман, В. А. Кабанов, Ф. В. Кивва и др. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1978, т. 14, № 5, с. 549—553.

7. Jeske H. State and limits of precipitation methods of radar wave propagation conditions over sea.— Modern Topics in Microwave Propagation and Air—Sea Interaction, 1973, p. 130—148.

8. Nania A., Pucciano A. Proceedings NATO Advanced Study Institutes.— Sorrento, 1973, p. 209.

9. Rotheram S. Radiowave propagation in the evaporation dust.— Marconi Review, 1974, v. 37, No. 192, p. 18—40.

К. С. Журахин

К УРАВНЕНИЯМ ДАЛЬНОСТИ И ВЕРОЯТНОСТИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ОБНАРУЖЕНИЯ МЕТЕОЦЕЛЕЙ

Введение

Используемые в настоящее время уравнения дальности радиолокационного обнаружения метеорологических целей дают по сути детерминированные значения (максимальные) этой величины, не определяя статистику ее распределения. Кроме того, они не полностью отражают зависимость дальности радиолокационного обнаружения метеоцелей от ряда технических параметров (например, коэффициента шума и полосы пропускания приемника, скорости вращения антенны, частоты повторения излучаемых импульсов и др.). В этих уравнениях не принимаются во внимание характер отраженных сигналов и особенности их обработки в приемном устройстве метеорологического радиолокатора. Имея полурасчетный характер, эти уравнения не учитывают ни особенностей метеорологических образований как пространственно-протяженных целей, ни характера отраженных от них сигналов.

В результате, получаемые с помощью этих уравнений данные не всегда являются удовлетворительными, а расхождение их с экспериментальными данными не может быть достаточно ясно интерпретировано. Не могут быть достаточно ясно интерпретированы и сопоставлены и экспериментальные данные, получаемые с помощью различных метеорологических радиолокаторов, обладающих разными техническими параметрами и устройствами обработки, не учитываемыми этими уравнениями.

Конечно, полное и точное решение задачи, ввиду ее очевидной сложности, является весьма затруднительным, однако ее постановка и хотя бы частичное устранение указанных недостатков являются необходимыми.

Уравнение дальности радиолокационного обнаружения метеоцелей

Уравнение дальности радиолокационного обнаружения метеоцелей записывается в виде [5]

$$R = \sqrt{\frac{0,28 \lambda^2 P_n \sigma_M^2 \theta^2 h K_1 K_3 \eta}{(4\pi)^3 P_{\text{пр min}}}}, \quad (1)$$

где λ — длина волны, P_n — мощность в импульсе, σ_M — коэффициент усиления антенны, θ — ширина диаграммы направленности антенны, h — пространственная протяженность излучаемого импульса, $P_{\text{пр min}}$ — реальная чувствительность приемника, K_1 — коэффициент потерь, K_3 — коэффициент заполнения луча,

$$\eta = \mu z \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 / \lambda^4.$$

При использовании уравнения (1) обычно предполагают, что

$$K_1 = K_3 = 1. \quad (2)$$

В метеорологии для нахождения максимального значения дальности радиолокационного обнаружения метеоцели (R_M) обычно в уравнении (1) реальная чувствительность приемника принимается равной мощности собственных шумов приемника $P_{\text{шо}}$

$$P_{\text{пр min}} = P_{\text{шо}} = 4KT \Delta f N_{\text{ш}}, \quad (3)$$

где $N_{\text{ш}}$ — коэффициент шума приемника, $K = 1,38 \cdot 10^{-23}$ — постоянная Больцмана, T — абсолютная температура, Δf — полоса пропускания приемника.

Можно показать, что в этом случае вероятность правильного обнаружения $P_{\text{по}} \simeq 0,5$, а вероятность ложной тревоги $P_{\text{лт}} \simeq 0,78$. Такое значение вероятности ложной тревоги для радиолокационной станции обнаружения обычно считается недопустимым, особенно при использовании автоматизированных оконечных устройств. При этом формула (1) может дать правильный результат только при достаточно большом времени наблюдения.

В связи с этим попробуем несколько уточнить уравнение (1), раскрыв содержание минимально обнаружимого сигнала — $P_{\text{пр min}}$. Действительно, в радиолокации точечных целей обычно полагают [6, 7], что

$$P_{\text{пр min}} = P_{\text{шо}} \gamma_p, \quad (4)$$

где γ_p — коэффициент различимости сигнала на фоне собственных шумов приемника, который может быть определен по формуле

$$\gamma_p = \gamma_{\text{пор}} \beta, \quad (5)$$

где $\beta = \gamma_0 / \gamma$, γ_0 — выигрыш в отношении сигнал/шум при оптимальной фильтрации, γ — выигрыш при существующей фильтрации,

$\gamma_{\text{пор}}$ — коэффициент, определяемый характеристиками обнаружения при заданных значениях ($P_{\text{по}}$) и ($P_{\text{лт}}$).

Обычно полагают

$$\gamma_{\text{пор}} = \frac{\alpha}{\sqrt{N_{\text{и}}}}, \quad (6)$$

где $N_{\text{и}}$ — число используемых для обнаружения импульсов, α — некоторый коэффициент, зависящий от характера флуктуаций эхо-сигналов от цели.

Тогда уравнение (1) можно переписать в виде

$$R = \sqrt{\frac{0,28 \lambda^2 P_{\text{и}} \sigma_M^2 \theta^2 h K_1 K_3 \eta}{(4\pi)^3 4KT \Delta f N_{\text{ш}} \frac{\alpha}{\sqrt{N_{\text{и}}}}}}. \quad (7)$$

Обычно в радиолокации точечных целей полагают

$$N_{\text{и}} = \frac{F_{\text{и}} \theta}{6n_A},$$

где n_A — скорость вращения антенны (об/мин), $F_{\text{и}}$ — частота следования излучаемых импульсов (Гц), θ° — ширина диаграммы направленности антенны.

Очевидно, в нашем случае при обнаружении единичного радиолокационного объема метеоцели ($K_3=1$) имеем

$$N_{\text{и}} = \frac{F_{\text{и}} \theta}{3n_A}. \quad (8)$$

Таким образом, уравнение дальности обнаружения единичного объема метеоцели при $K_1=K_3=1$ можно записать в виде

$$R = \sqrt{\left(0,79\right)_1 \left(\frac{\sigma_M^2 \theta^{3/2}}{n_A^{-1/2}}\right)_2 \left(\frac{P_{\text{и}} h F_{\text{и}}^{1/2}}{\lambda^2}\right)_3 \left(\frac{1}{KT \Delta f N_{\text{ш}}}\right)_4 \times \left(\alpha^{-1}\right)_5 \left(\beta^{-1}\right)_6 \left(\mu \approx \left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2\right)_7}. \quad (9)$$

Подкоренное выражение правой части (9) состоит из семи множителей, условно заключенных в скобки: 1-й множитель является численным коэффициентом; 2-й группирует основные параметры антенны метеорологического радиолокатора (коэффициент усиления, ширину диаграммы направленности, скорость вращения); 3-й группирует основные параметры передатчика МРЛ (импульсную мощность, длительность импульса, длину волны, частоту посылок); 4-й группирует основные параметры линейной части приемника (коэффициент шума, температуру, полосу пропускания); 5-й учитывает характер флуктуаций эхо-сигналов; 6-й учитывает характер обработки эхо-сигналов; 7-й отражает основные характеристики метеоцели в единичном радиолокационном объеме.

Здесь уместно напомнить, что как уравнение (1), так и уравнение (9) определяют дальность радиолокационного обнаружения не собственно метеоцели, а лишь единичного радиолокационного объема метеоцели при условии $K_1 = K_3 = 1$.

Нетрудно показать, что дальность обнаружения метеоцели в общем может быть больше, чем дальность обнаружения единичного радиолокационного объема метеоцели.

Действительно, ввиду того что метеорологические образования представляют собой пространственно протяженные цели, размеры которых достаточно велики, то количество импульсов, которые могут быть использованы для радиолокационного обнаружения этой цели [3], будет существенно большим, чем определенное соотношением (8). Учитывая значительную неоднородность распределения отражательной способности метеоцелей в пространстве, естественно предположить, что размеры эффективно обнаруживаемой метеоцели ограничиваются такой величиной, как радиус пространственной корреляции радиолокационной отражаемости r_K [3].

Нетрудно показать, что в этом случае значение N_n , подставляемое в уравнение дальности (7), может быть оценено простым соотношением

$$N_n \simeq \frac{r_K \left(\frac{240r_K}{R} + \theta \right)}{6n_A L} F_n, \quad (10)$$

где L — шаг пространственной выборки сигнала при автоматизированной обработке.

Конечно, существенный выигрыш в дальности обнаружения, в силу зависимости $R \equiv (N_n)^{1/4}$, можно ожидать лишь при довольно большом значении N_n .

Отметим, что изложенную здесь логику процесса обнаружения метеоцелей можно легко распространить и на случай обнаружения метеоцели с n пространственными неоднородностями распределения радиолокационной отражаемости. Очевидно, что в этом случае при использовании для обнаружения импульсов от неоднородностей, имеем

$$N_{n\Sigma} = \sum_{i=1}^{i=n} N_{n_i}. \quad (11)$$

Можно выбрать и другую логику, однако это уже вопрос выбора условного критерия обнаружения метеоцели.

Вероятность правильного обнаружения метеоцели

Введем нормированную дальность ρ , определяемую по формуле

$$\rho = \frac{R}{R_M}, \quad (12)$$

где R_m — дальность обнаружения радиолокатора, реализуемая при $P_{\text{пор мин}} = P_{\text{шп}}$.

Ввиду того что величина ρ также характеризует уменьшение дальности обнаружения по сравнению с максимальным значением вследствие вероятностного характера процесса обнаружения, задача сводится к отысканию зависимости $\rho(P_{\text{по}})$.

Для вычисления вероятности правильного обнаружения единичного радиолокационного объема метеоцели $P_{\text{по}}$ и нахождения зависимости $\rho(P_{\text{по}})$ можно воспользоваться интегральными уравнениями, полученными в [1] для случая точечных целей. Соотношения для метеоцели можно получить заменяя нижние пределы интегрирования соответствующей квадратической зависимостью от расстояния.

Вероятность ложной тревоги определяется по формуле

$$P_{\text{лт}} = \frac{1}{2^{N_n-1} (N_n-1)!} \int_{z_*}^{\infty} z^{2N_n-1} e^{-\frac{z^2}{2}} dz, \quad (13)$$

где $z_* = \varepsilon_* / \sqrt{\gamma_*}$ — порог ограничения; ε_* — пороговое значение огибающей; $\gamma_* = \varepsilon_*^2 / z_*^2$ — пороговое значение отношения сигнал/шум.

Вероятность правильного обнаружения метеоцели (зимние и слабые летние осадки, облачные частицы) можно получить из соотношения

$$P_{\text{по}} = \frac{1}{2^{N_n-1} (N_n-1)!} \int_{z_* / \sqrt{1+\rho^{-2}}}^{\infty} z^{2N_n-1} e^{-\frac{z^2}{2}} dz. \quad (14)$$

Вероятность правильного обнаружения летних интенсивных осадков и града рассчитывается по следующим формулам:

$$P_{\text{по 1}} = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{y_*}^{\infty} e^{-\frac{y^2}{2}} dy; \quad (15)$$

$$P_{\text{по 2}} = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_a^{\infty} e^{-\frac{y^2}{2}} dy, \quad (16)$$

где

$$y_* = z_* - \frac{0,707\sqrt{N_n}}{\rho} - \frac{(2N_n-1)\rho}{\sqrt{2N_n}}; \quad (17)$$

$$a = \frac{z_* - N_n(1 + 1/2\rho^2)}{\sqrt{N_n(1 + 1/\rho^2)}}. \quad (18)$$

Формулу (15) рекомендуется применять при $N_n < 10$. При $N_n > 10$ большая точность достигается при использовании формулы (16).

Необходимые вычисления производятся следующим образом: по формуле (14), пользуясь таблицами Пэчерса [8], для заданной вероятности ложной тревоги $P_{лт}$ при различных значениях $N_{и}$, находим значения порога z_* , которые затем подставляются в формулы (17) или (18). По формулам (15) и (16), задавая различные значения ρ , вычисляем соответствующие вероятности правильного обнаружения $P_{по}$.

Применение разных формул при вычислении $P_{по}$ для разных видов осадков связано с различным характером флуктуации эхосигналов от этих метеорологических образований [2, 3].

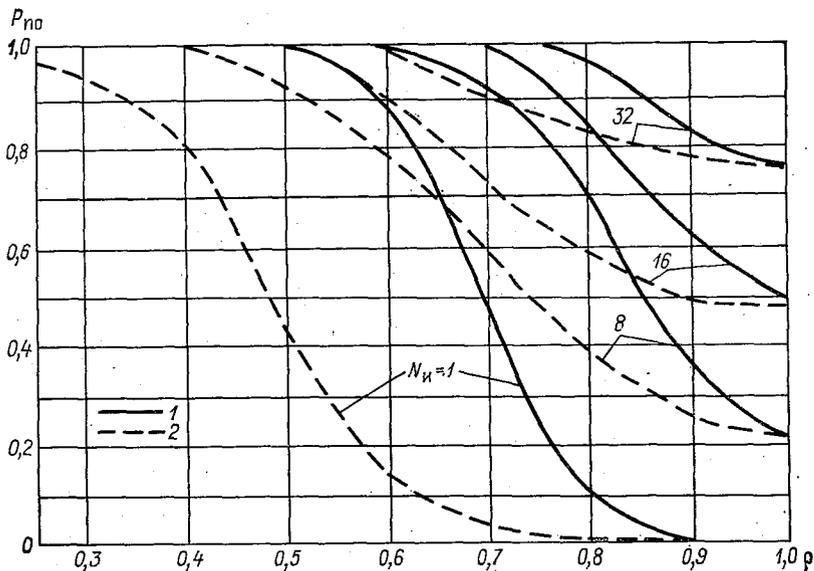


Рис. 1. Характеристики обнаружения зимних, слабых летних осадков, облачных частиц (1) и точечной цели (2) при $P_{лт}=10^{-3}$.

Формула вида (14) определяет, аналогично [6], вероятность правильного обнаружения «быстро мерцающей» цели, формулы вида (15) и (16) — «статической» цели.

Поскольку условия обнаружения «статической» цели наиболее благоприятные и, следовательно, величина $P_{по}$ в этом случае при прочих равных условиях получается наибольшей, то это по-новому объясняет сравнительно большую вероятность радиолокационного обнаружения зон наиболее интенсивных летних осадков: большие значения $P_{по}$ и R объясняются не только большим значением радиолокационной отражаемости z , но также и характером флуктуации обнаруженных сигналов, приближающимся к флуктуациям эхосигналов от «статической» цели.

На рис. 1 представлены рассчитанные по формуле (14) зависимости вероятности правильного обнаружения $P_{по}$ метеоцели от

нормированной дальности ρ при разных количествах $N_{и}$ используемых для обнаружения импульсов и при значении вероятности ложной тревоги $P_{лт}=10^{-3}$. Для сравнения на этом же рисунке приведены зависимости, рассчитанные для случая точечной цели.

Аналогичные кривые, рассчитанные по формулам (15)—(18), для случая «статической» цели, представлены на рис. 2 и относятся к случаям наиболее интенсивных летних осадков, когда значения коэффициента диффузности эхо-сигналов могут намного превышать единицу ($\varphi_{д} > 1$) [2, 4].

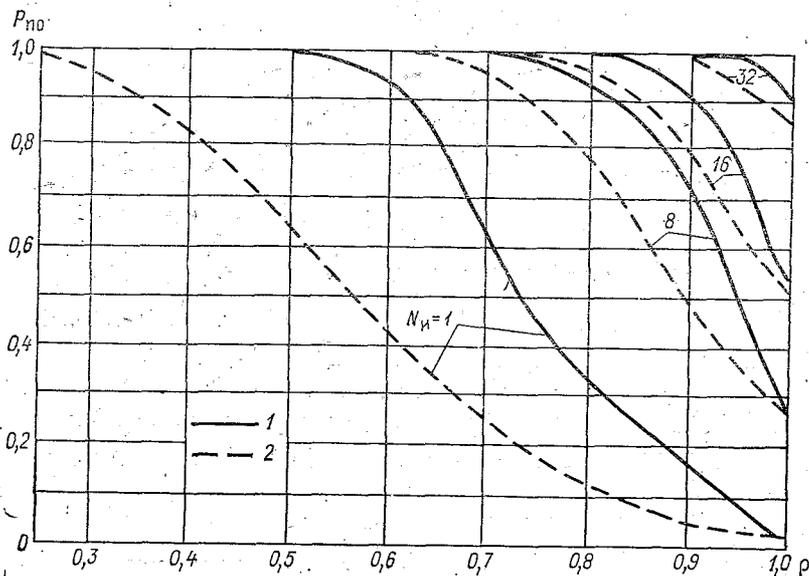


Рис. 2. Характеристики обнаружения интенсивности летних осадков, града (1) и точечной цели (2) при $P_{лт}=10^{-3}$.

Анализ рисунков позволяет вскрыть следующие характерные особенности обнаружения метеоцелей:

а) с ростом значения нормированной дальности ρ значения вероятности правильного обнаружения $P_{по}$ уменьшаются;

б) значения $P_{по}$ для метеоцелей при прочих равных условиях существенно больше $P_{по}$ для точечных целей;

в) значения $P_{по}$ наиболее интенсивных летних осадков при прочих равных условиях больше значений $P_{по}$ для других метеоцелей;

г) с ростом числа используемых для обнаружения импульсов $N_{и}$ значения вероятности правильного обнаружения метеоцелей возрастают, приближаясь к достоверным значениям ($P_{по} > 0,9$), при больших значениях нормированной дальности ($\rho > 0,9$) лишь

при сравнительно большом числе используемых для обнаружения импульсов (в данном случае при $N_{и} \geq 16 \dots 40$, в зависимости от характера флуктуаций эхо-сигналов).

Отметим, что соотношения (14) — (18) позволяют определить искомые вероятности правильного обнаружения единичного радиолокационного объема метеоцели (при $K_1 = K_3 = 1$) и оценить вероятность правильного обнаружения метеоцели в целом. Для этого, с использованием уже изложенной логики, в первом случае $N_{и}$ определяется соотношением (8), а во втором случае величина $N_{и}$ может быть оценена соотношениями (10), (11) или другими выражениями соответственно принятому условному критерию обнаружения.

Выводы

1. Полученные уравнения (7) и (9) дальности радиолокационного обнаружения метеоцели включают в себя ранее неучитывавшиеся технические параметры радиолокационной аппаратуры, физические характеристики метеоцели и эхо-сигналов, определяющих дальность радиолокационного обнаружения метеоцели. Вид уравнения (9) наглядно показывает значение параметров основных блоков метеорологического радиолокатора и характеристик эхо-сигналов метеоцели в процессе этого обнаружения.

2. Уравнения (13) — (18) для вычисления вероятности правильного обнаружения единичного радиолокационного объема метеоцели учитывают характер флуктуаций эхо-сигналов от метеоцелей и позволяют оценить искомые значения $P_{по}$ для широкого диапазона значений нормированной дальности ρ , числа используемых для обнаружения импульсов $N_{и}$ и вероятности ложной тревоги $P_{лт}$.

3. Уравнения (7), (9), (13) — (18), а также построенные по ним зависимости $P_{по}(\rho; N_{и}; P_{лт})$ могут оказаться полезными не только для выяснения значения указанных технических и физических параметров и характеристик в процессе радиолокационного обнаружения, но также и для решения задач дальнейшей оптимизации и повышения эффективности метеорологических радиолокаторов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ванштейн Л. А., Зубаков В. Д. Выделение сигналов на фоне случайных помех. — Советское радио, 1960. 447 с.
2. Жупахин К. С. Об оперативном статистическом анализе эхо-сигналов от облаков, ливней и гроз. — Труды ГГО, 1968, вып. 224, с. 176—191.
3. Жупахин К. С. Об эффективности сглаживания временных и пространственных реализаций эхо-сигналов. — Труды ГГО, 1972, вып. 278, с. 193—199.
4. Жупахин К. С., Жупахин В. С. К вопросу оценки коэффициента диффузности квазистационарных эхо-сигналов. — Труды ГГО, 1971, вып. 262, с. 134—138.
5. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 344 с.

6. Справочник по основам радиолокационной техники. Под ред. В. В. Дружинина. — М.: Воениздат, 1967. 768 с.

7. Пороговые сигналы. Перевод с английского. — Советское радио, 1952. 403 с.

8. Pachars S. A. A table of bias levels useful in radar detection problem. — Trans. IRE, 1959, vol. IT-4, No. 1, p. 38—45.

Н. И. Новожилов, З. Н. Бакурина

О МЕХАНИЗМЕ ИЗМЕНЕНИЙ ВЫСОТЫ НИЗКОЙ ОБЛАЧНОСТИ (ОПЫТ МЕЗОАНАЛИЗА)

Основные причины изменений высоты низкой облачности

Практическое значение данного вопроса применительно к метеообеспечению авиации, когда на посадочной полосе аэродрома высота облачности оказывается в пределах посадочного минимума, вполне очевидно. Прогноз изменений высоты облачности требует знания их физической природы.

Как известно, высота облаков изменяется под влиянием многих причин и наблюдаемые колебания всегда являются некоторым суммарным результатом их. Однако преобладающие в определенные периоды времени те или другие колебания могут быть выявлены по их продолжительности, а также по повторяемости периодов колебаний.

В данной работе исследованы изменения высоты нижнего слоя облачности в пределах уровней от 200 до 500 м. В качестве исходных данных использованы ежедневные наблюдения за высотой облачности по прибору «Облако» в Воейково в основном за 1966...1970 гг. [2]. Высота определялась с точностью до 100 м. Анализ этих данных позволил выявить следующие типы колебаний.

1. В качестве преобладающих следует назвать мезомасштабные колебания высоты облачности с амплитудами более 100 м, обусловленные прохождением мезосистем облаков. Колебания эти обычно непродолжительные, повторяются они до 3...5 раз подряд, а промежутки времени между ними, как и продолжительность прохождения каждой мезосистемы, не превышают 12 ч, т. е. находятся в пределах мезомасштабных периодов времени. Причиной образования мезосистем и изменения их высоты является волновой характер мезоструй, расположенных в облаках или вблизи облачных слоев [5]. Вообще говоря, порядок размеров мезосистем по вертикали составляет 1 км (при отсутствии Сб), и амплитуды колебаний могут оказаться близкими к толщине мезосистем. Поэтому колебания высоты облачности в пределах указанных уровней следует рассматривать как составную часть колебаний более значительного слоя.

2. Наблюдаются колебания, связанные с прохождением отдельных облаков, особенно разорванных, всегда сопровождающих низкую облачность. Высота облачности в этих случаях изменяется резко, иногда в пределах всего нижнего яруса облаков. Периоды времени между прохождениями облаков оказываются самыми различными, изменяются они беспорядочно и обычно не повторяются.

3. Колебания могут быть обусловлены особенностями рельефа в районе аэродрома. Такие локальные колебания зависят от направления переноса, поскольку превышения местности не одинаковы в разных направлениях, но в условиях холмистого рельефа амплитуда их обычно не превышает 100 м. Периоды колебаний высоты облачности составляют не более нескольких часов, хотя и зависят от скорости переноса.

В данной работе анализируются мезомасштабные и локальные колебания высоты облачности. Такой выбор оказался неизбежным по той причине, что в качестве исходных данных, как уже говорилось, использованы ежечасные наблюдения за высотой, определявшейся с точностью до 100 м, что и соответствует временным и пространственным значениям мезомасштабных изменений высоты, а также наибольшим локальным изменениям. Локальные влияния, как будет показано, заметно сказались на режиме колебаний вблизи земли.

Методика и результаты анализа материала

В результате анализа материала за указанный период были построены зависимости, приведенные на рис. 1. Они относятся к облачности, не превышающей 200 м. Из рисунка видно, что в холодную половину года, с октября по март, ежемесячно наблюдалось от 13 до 25 случаев понижения облачности до 200 и до 100 м; в теплую половину года, с апреля по сентябрь, таких случаев наблюдалось от 4 до 7 в месяц. Продолжительность времени с таким режимом облачности в холодную половину года составляла до 50 %, в теплую — до 20 %. Облачность высотой 200 м наблюдается в среднем за год до 160 ч зимой и до 40 ч летом, а для облачности высотой 100 м она составляет 90 и 10 ч соответственно.

Зимой условия с низкой облачностью в отдельные месяцы могут отмечаться в 50 % дней, а их общая продолжительность может достигать 10 сут в месяц.

Для сравнения укажем, что, согласно [1], на аэродроме Алмата в зимнее время облачность высотой 200 м и ниже сохраняется непрерывно не более 9 ч в 73 % случаев. Общая продолжительность времени существования облачности 100...200 м в среднем за год составляет 55 дней, причем 93 % случаев приходится на холодное время года. Таким образом, авиаклиматический фактор зимнего сезона в виде низкой облачности оказывается весьма существенным на всей территории нашей страны.

На рис. 2 показана повторяемость мезосистем облаков высотой 100, 200, 300 и 500 м в зависимости от продолжительности их

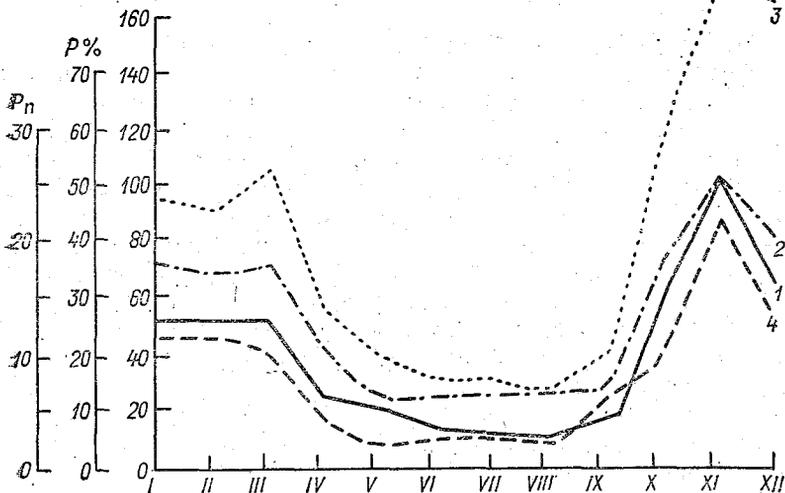


Рис. 1. Характеристики колебаний облачности ниже 200 м. Воейково, 1966...1968 гг.

1 — средняя месячная повторяемость $P_{п}$ (число случаев) понижений облачности до 200 и 100 м; 2 — среднее месячное отношение P (%) продолжительности существования облачности высотой 100 и 200 к общему времени с облачностью нижнего яруса (до 2000 м); 3 — средняя месячная продолжительность T (ч) периодов существования облачности высотой 200 м; 4 — средняя месячная продолжительность T (ч) периодов существования облачности высотой 100 м.

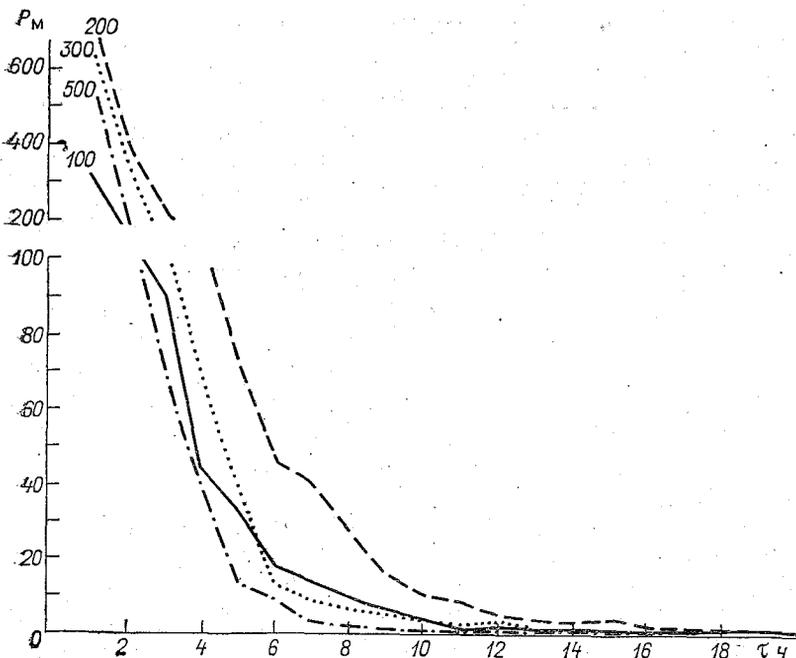


Рис. 2. Повторяемость P_m (число случаев) мезосистем облаков на высотах 100, 200, 300 и 500 м в зависимости от продолжительности влияния τ этих мезосистем в пункте наблюдения.

Воейково, 1966...1970 гг.

влияния (пребывания) в пункте наблюдения. Облачность высотой от 100 до 500 м сохранялась не менее 12 ч, т. е. в пределах мезомасштабных периодов, почти в 99 % случаев. В остальных случаях мезосистемы сохранялись над местом наблюдения более 12 ч, т. е. являлись макромасштабными. Излом кривых показывает резкое изменение повторяемости мезосистем. Так, если для высоты 200 м кривая поднимается с уменьшением τ , хотя и без излома, при продолжительности влияния мезосистем около 12 ч, то для высоты 500 м резкое возрастание повторяемости приходится на продолжительность влияния 7 и 5 ч. Кривая для уровня 300 м закономерно занимает промежуточное положение между кривыми, соответствующими уровням 200 и 500 м. Что же касается уровня 100 м, то сложный ход кривой повторяемости, по-видимому, может быть объяснен влиянием локальных объектов подстилающей поверхности на характер колебаний, в отличие от характерных для других уровней мезомасштабных колебаний воздушных потоков на поверхностях раздела [5]. В связи с этим уровень 100 м мы в дальнейшем рассматривать не будем.

Повторяемость мезосистем в зависимости от продолжительности их влияния может быть объяснена в терминах мезомасштабных волновых движений. Так, допуская, что мезосистемы над местом наблюдения сохраняются (при условии одинаковой скорости переноса) в течение того или иного времени в зависимости от их размера, т. е. в конечном счете от амплитуды мезомасштабных колебаний, можно считать, что продолжительность влияния мезосистем позволяет качественно судить об амплитуде колебаний потока.

Допустим, что при колебаниях всего слоя от 200 до 500 м на всех уровнях образуется одно и то же число мезосистем. Продолжительность влияния их, а следовательно и амплитуды колебаний, при этом уменьшаются с высотой, т. е. колебания должны вырождаться по мере распространения их на более высокие уровни. Размеры мезосистем, как показывают приведенные данные, на уровне 500 м должны быть примерно в два раза меньше, чем на уровне 200 м.

Предположим теперь, что продолжительность влияния мезосистем одинакова на всех уровнях от 200 до 500 м. В этом случае число мезосистем будет уменьшаться с высотой. Таким образом, на больших высотах будет менее облачно, чем внизу. Этот вывод согласуется с работой [3], где отмечается, что высота нижней границы облаков менее изменчива по сравнению с верхней границей.

Отмеченные особенности изменения облачных параметров с высотой обусловлены, по-видимому, вертикальным масштабом мезоколебаний, т. е. ограниченными возможностями мезопроцессов в вертикальном направлении (исключая случаи Cb). В практике фронтологического метода анализа облачных систем эта закономерность не могла быть выявлена, так как в моделях макромасштабных процессов мезомасштабные особенности не обнаруживаются [4]. В то же время надежных моделей мезопроцессов пока не

существует [6]. Необходимость разработки метода мезоанализа вполне очевидна.

Мезомасштабные волновые движения и связанные с ними колебания высоты наблюдаются в любых макросиноптических условиях, как на фронтах, так и в пределах однородных воздушных масс. Но активность их определяется градиентами свойств мезомасштабной поверхности раздела. По-видимому, именно в связи с большей активностью таких поверхностей в пределах фронтальной зоны изменчивость высоты фронтальных облаков в два раза больше, чем внутримассовых [7]. Вместе с тем, классификация мезоколебаний по макросиноптическим признакам, например по видам фронтов, не отвечала бы их природе, поскольку она не равнозначна разделению мезомасштабных поверхностей раздела по степени их активности.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Мезомасштабные изменения высоты низких облаков рассматривались в терминах мезомасштабных волновых движений. Это позволило выявить изменение параметров облачного покрова с высотой в процессе таких движений.

2. Зависимость повторяемости мезосистем облаков от продолжительности влияния мезосистем убеждает, что основным механизмом, создающим колебания на уровнях от 200 до 500 м, является волновое движение потока в пределах облачного слоя.

3. Детальные исследования полученных связей позволяют разработать методику прогноза изменения параметров облачности с высотой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гуминская И. П. Повторяемость образования низкой облачности на аэродроме Алма-Ата. — Труды Каз. НИГМИ, 1978, вып. 71, с. 33—44.
2. Метеорологические наблюдения Полевой экспериментальной базы ГГО им. А. И. Воейкова. — Л.; Отпеч. на множит. аппарате ГГО, 1968—1972, вып. 5—10.
3. Минервин В. Е. Колебания высоты нижней границы облаков во времени. — Труды ЦАО, 1974, вып. 106, с. 54—66.
4. Новожилов Н. И. Облачные мезосистемы. — Метеорология и гидрология, 1972, № 9, с. 38—46.
5. Новожилов Н. И. О мезоструях пограничного слоя атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1973, № 5, с. 105—110.
6. Новожилов Н. И. Некоторые положения мезометеорологии. — Труды ГГО, 1978, вып. 404, с. 123—133.
7. Честная И. И. О колебании высоты нижней границы слоистых облаков. — Труды ГГО, 1955, вып. 54, с. 24—30.

О ХАРАКТЕРЕ ЛЕТНИХ ОСАДКОВ В РАЙОНЕ ВОЕЙКОВО ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

В связи с развитием исследований по искусственному регулированию осадков и контролю за его результатами с помощью методов активной и пассивной радиолокации необходимо изучение статистических характеристик жидких осадков [2].

В настоящей работе проведен анализ продолжительности и количества жидких осадков, а также временной изменчивости дождей с количеством осадков ≥ 2 мм над районом Воейково Ленин-

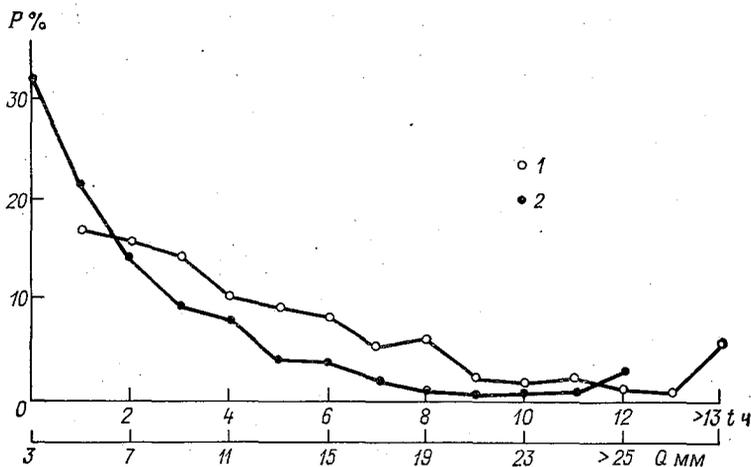


Рис. 1. Распределение повторяемости P продолжительности (1) и количества (2) жидких осадков для района Воейково.

градской области. Исходными материалами о ходе дождей послужили таблицы ТМ-14, об облачности — таблицы КМ-2 за 1959... 1978 гг. Для анализа было отобрано 646 записей о ходе дождей, из которых 472 дождя приходятся на летний период.

На рис. 1 представлены распределения повторяемости продолжительности дождя и количества осадков. С увеличением продолжительности дождей их вероятность уменьшается. Около половины всех осадков составляют дожди продолжительностью менее 3 ч. Вероятность значительных осадков невелика. Из рисунка видно, что лишь 20% составляют осадки более 10 мм.

В табл. 1 приведены значения повторяемости количества осадков при разной продолжительности дождя. Осадки продолжительностью до 1,5 ч, давшие слой более 10 мм, составляют всего 2%, а при продолжительности от 1,5 до 3 часов — 3%.

На рис. 2 представлено распределение повторяемости значений средней интенсивности осадков для трех градаций продолжительности. При продолжительности более 3 ч преобладают слабые дожди с интенсивностью до 0,04 мм/мин. Дожди с такой средней интенсивностью при продолжительности от 1,5 до 3 ч составляют 60 %, а при продолжительности менее 1,5 ч—около 15 %. С уменьшением продолжительности осадков диапазон средней интенсивности расширяется.

Таблица 1

Повторяемость (%) количества осадков при разной продолжительности дождя

Количество осадков, мм	Продолжительность, ч			Общее количество осадков
	<1,5	1,6...3,0	>3,0	
2,0...4,0	12,4	5,4	14,5	32,4
4,1...6,0	5,3	5,1	11,0	21,4
6,1...8,0	2,0	3,6	8,4	14,0
8,1...10,0	1,0	2,2	5,6	8,8
10,1...12,0	0,8	1,4	5,7	7,9
12,1...14,0	0,3	0,3	3,4	4,0
14,1...16,0	0,3	0,6	2,6	3,5
16,1...18,0	0,0	0,1	2,2	2,3
18,1...20,0	0,0	0,0	0,6	0,6
20,1...22,0	0,0	0,0	0,6	0,6
22,1...24,0	0,3	0,1	0,5	0,9
24,1...26,0	0,1	0,0	0,5	0,4
> 26,0	0,3	0,0	2,5	2,8

Непродолжительные дожди со слоем осадков ≥ 2 мм обычно выпадают из кучево-дождевых облаков и характеризуются большой изменчивостью интенсивности, поэтому интерес представляет временной ход интенсивности таких дождей, осредненной по малым промежуткам времени. Основой для анализа послужили pluвиографические данные за летний период 1959...1969 гг. При продолжительности дождей до 1,5 ч осреднение производилось по двухминутным интервалам, а при продолжительности от 1,5 до 3 ч—по пятиминутным интервалам. По осредненным значениям интенсивности рассчитывались математические ожидания и дисперсии для каждого момента времени (табл. 2). Наибольшие значения интенсивности отмечаются в первые десять минут дождя. Для этих же моментов времени получены высокие значения дисперсий, что объясняется большой изменчивостью мгновенной

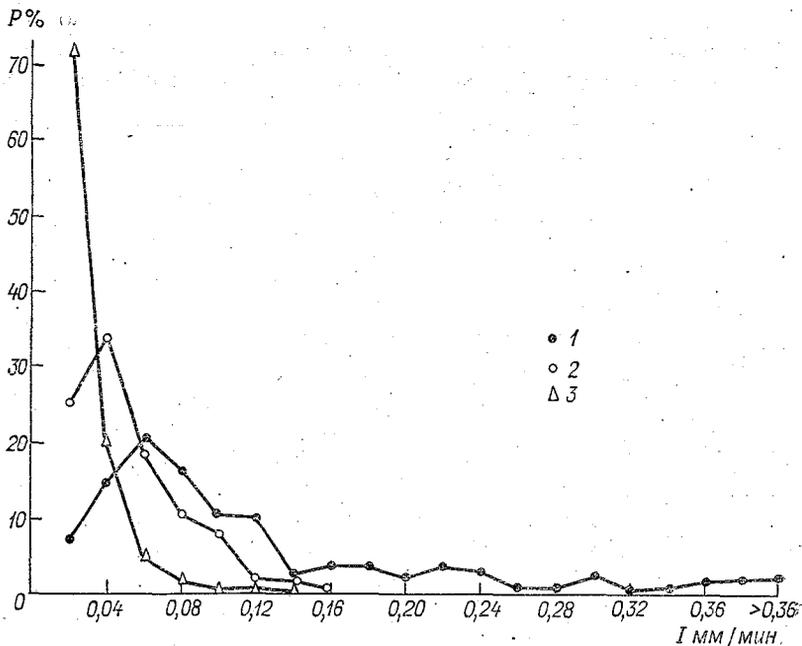


Рис. 2. Распределение повторяемости P значений средней интенсивности жидких осадков для трех градаций продолжительности: $< 1,5$ ч (1), $1,6 \dots 3,0$ ч (2), $> 3,0$ ч (3).

интенсивности ливневых дождей. Следует обратить внимание на высокие значения средней интенсивности осадков при их продолжительности от 0,6 до 1,5 ч в интервалах 63...64, 77...80 мин. Большой вклад в средние значения внесла интенсивность дождя 12 августа 1969 г. Временной ход этого дождя характеризуется высокими значениями интенсивности: 1,6 мм/мин на 63-й мин и 1,8 мм/мин на 78-й и 79-й мин при общей его продолжительности 87 минут.

В табл. 3 приведены средние значения высоты нулевой изотермы H_0 и ее дисперсии, полученные по данным аэрологического зондирования за сроки, близкие к началу дождя. Осреднение произведено отдельно для четырех градаций продолжительности дождей. Явной связи продолжительности жидких осадков с высотой нулевой изотермы нет. Для лета в Ленинграде высоту нулевой изотермы можно считать равной 2,5 км.

В этой же таблице представлены средние значения высот нижней границы облаков, рассчитанные по формуле [3]

$$h = 4000(2,05 - \lg f),$$

где f — относительная влажность воздуха у земли (%), h — вы-

Временной ход средних значений интенсивности J и дисперсии
интенсивности σ_J^2 летних дождей разной продолжительности t

t ч								
≤0,5			0,6...1,5			1,6...3		
Время, мин	J мм/мин	σ_J^2	Время, мин	J мм/мин	σ_J^2	Время, мин	J мм/мин	σ_J^2
2	0,27	0,0506	2	0,18	0,0478	5	0,11	0,0233
4	0,31	0,0592	4	0,16	0,0464	10	0,11	0,0249
6	0,29	0,1394	6	0,19	0,1099	15	0,09	0,0245
8	0,25	0,0781	8	0,20	0,1018	20	0,07	0,0124
10	0,22	0,1029	10	0,21	0,1457	25	0,07	0,0076
12	0,19	0,0569	12	0,17	0,0734	30	0,08	0,0164
14	0,16	0,0411	14	0,15	0,0559	35	0,05	0,0074
16	0,13	0,0255	16	0,16	0,0743	40	0,06	0,0047
18	0,12	0,0266	18	0,12	0,0242	45	0,06	0,0056
20	0,06	0,0102	20	0,13	0,0325	50	0,05	0,0050
22	0,05	0,0128	22	0,08	0,0157	55	0,06	0,0052
24	0,03	0,0013	24	0,07	0,0104	60	0,05	0,0031
26	0,02	0,0006	26	0,06	0,0067	65	0,05	0,0154
28	0,02	0,0003	28	0,07	0,0114	70	0,03	0,0028
30	0,02	0,0003	30	0,06	0,0072	75	0,04	0,0035
			32	0,07	0,0147	80	0,02	0,0004
			34	0,07	0,0139	85	0,02	0,0015
			36	0,09	0,0325	90	0,02	0,0011
			38	0,08	0,0146	95	0,02	0,0011
			40	0,12	0,0613	100	0,03	0,0019
			42	0,09	0,0648	105	0,02	0,0003
			44	0,08	0,0273	110	0,02	0,0003
			46	0,07	0,0192	115	0,02	0,0021
			48	0,05	0,0119	120	0,01	0,0002
			50	0,05	0,0163	125	0,02	0,0007
			52	0,04	0,0130	130	0,02	0,0013
			54	0,06	0,0156	135	0,02	0,0004
			56	0,03	0,0016	140	0,01	0,0001
			58	0,05	0,0046	145	0,02	0,0013
			60	0,06	0,0019	150	0,01	0,0011
			62	0,08	0,0176	155	0,01	0,0001
			64	0,13	0,0688	160	0,02	0,0003

t ч								
≤0,5			0,6...1,5			1,6...3		
Время, мин	J мм/мин	σ_J^2	Время, мин	J мм/мин	σ_J^2	Время, мин	J мм/мин	σ_J^2
			66	0,09	0,0133	160	0,01	0,0001
			68	0,08	0,0155			
			70	0,07	0,0093			
			72	0,05	0,004			
			74	0,04	0,0015			
			76	0,03	0,0006			
			78	0,20	0,026			
			80	0,19	0,0378			
			82	0,01	0,0001			
			82	0,01	0,0001			

сота нижней границы облака (м). Из таблицы следует, что более продолжительные осадки связаны с более низкими облаками.

При ливневых дождях, как отмечает Дубровина [1], характерно выпадение осадков преимущественно с высоты 2...2,5 км. По-видимому, при расчетах ослабления радиоизлучения облаками и жидкими осадками следует считать высотой слоя дождя не нижнюю границу, а высоту нулевой изотермы.

Таблица 3
Средние значения высоты нулевой изотермы H_0 , ее дисперсия $\sigma_{H_0}^2$ и высота нижней границы облаков h при разной продолжительности t дождей

t ч	H_0 км	$\sigma_{H_0}^2$	h км
1,5	2,61	0,33	0,773
1,6...3,0	2,49	0,41	0,623
3,1...5,9	2,46	0,44	0,582
6,0	2,23	0,65	0,476

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубровина Л. С. Вертикальная структура осадков. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1978, вып. 49, с. 25—35.
2. Об использовании модельных представлений и эмпирических данных в задаче пассивно-активного радиолокационного зондирования облаков и осадков/Г. Г. Шукин, Ж. Д. Алибегова, Л. П. Бобылев и др.— См. настоящий сборник.
3. Селезнева Е. С. О границах и вертикальной мощности конвективных облаков. — Труды ГГО, 1959, вып. 93.

К ВОПРОСУ О РАЗВИТИИ АВТОМАТИЗИРОВАННОГО РАДИОЛОКАЦИОННОГО КОМПЛЕКСА ШТОРМОПОВЕЩЕНИЯ

Решение задач штормоповещения в системах управления воздушным движением требует максимальной автоматизации процессов получения и обработки радиолокационной информации о метеорологических явлениях в реальном масштабе времени и выдачи обобщенных данных в виде, удобном для потребителя. Процесс автоматизированного радиолокационного наблюдения состоит из первичной обработки радиолокационных сигналов, измерения радиометеорологических характеристик радиоэха, анализа и классификации явлений и представления выходной информации потребителям.

Важным этапом в развитии отечественных систем метеорологического обеспечения управления воздушным движением явилась разработка полуавтоматизированной аппаратуры для комплексного анализа радиолокационной метеорологической информации [3]. Опытная эксплуатация этой аппаратуры летом 1979 г. подтвердила эффективность заложенных в ней принципов. Вместе с тем были поставлены задачи дальнейшего развития систем метеорологического обеспечения управления воздушным движением. Поиск этих путей в настоящее время представляет весьма важную и актуальную проблему, к решению которой должен быть привлечен широкий круг специалистов. В связи с этим излагаются некоторые результаты проведенных работ и в порядке обсуждения даются предварительные рекомендации.

Наиболее важной характеристикой системы метеообеспечения управления воздушным движением, определяющей возможности его оперативного применения, является уровень автоматизации. При этом в качестве исходного уровня автоматизации целесообразно принять уровень, достигнутый в указанной полуавтоматизированной аппаратуре. На приведенной на рис. 1 блок-схеме слева приводятся операции, выполняемые вручную, справа — автоматизированные. Для сравнения на рис. 2 показаны операции в экспериментальной системе на базе ЭВМ М-6000.

Как следует из рис. 1, значительная часть операций неавтоматизирована. Более того, операции, выполняемые автоматически, не образуют единого процесса: отдельные автоматические операции или их группы разделяются неавтоматизированными операциями контроля, коррекции или управления. Положение усугубляется тем, что существующая «жесткая» структура системы не создает предпосылок для повышения автоматизации процессов в целом: всякие изменения, вносимые в эти операции, могут быть реализованы лишь конструктивными изменениями аппаратуры.

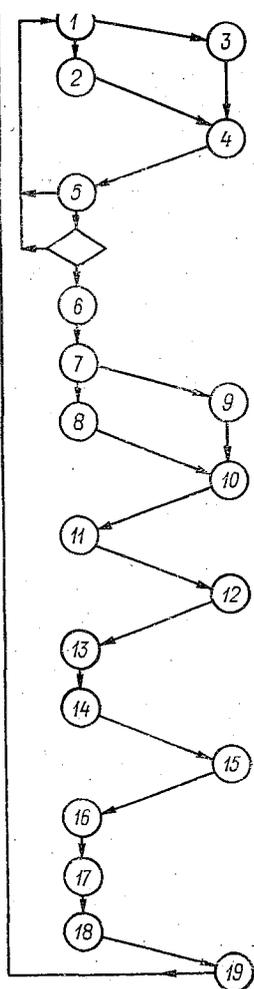


Рис. 1. Блок-схема операций в полу-автоматизированной системе.

1 — подготовка аппаратуры к наблюдениям; 2 — определение формы облаков в ближней зоне; 3 — измерения количественных характеристик радиозаха в ближней зоне; 4 — ввод данных ААОМ, отображение информации; 5 — определение типа явлений в ближней зоне; 6 — подготовка аппаратуры к наблюдениям в дальней зоне; 7 — определение типа облачных систем; 8 — расчет скорости и направления перемещения зон радиозаха; 9 — измерение количественных характеристик радиозаха; 10 — ввод данных ААОМ, отображение информации; 11 — форматно-логический контроль данных ААОМ; 12 — ввод данных грозопеленгатора «Очаг-2П»; 13 — кодировка и ввод данных ПШК; 14 — пространственная привязка данных; 15 — комплексный анализ, отображение информации; 16 — определение и ввод данных о тенденции развития; 17 — ввод данных ближней зоны, скорости и направления перемещения зон радиозаха, типа облачных систем; 18 — контроль выходной информации; 19 — передача информации потребителям, документирование.

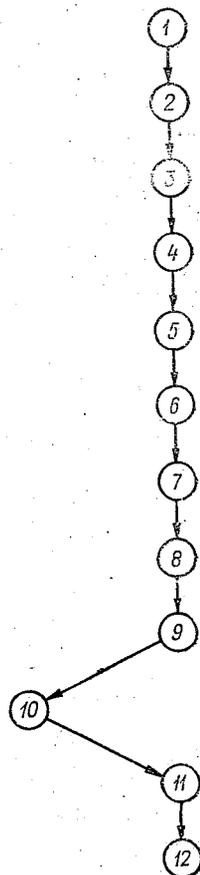


Рис. 2. Блок-схема операций в экспериментальной системе на базе ЭВМ М-6000.

1 — наблюдения на комплексе МРЛ-ЭВМ, получение количественных характеристик радиозаха; 2 — форматно-логический контроль; 3 — представление первичной информации; 4 — контроль сбоев и привязка данных по расстоянию; 5 — классификация явлений; 6 — определение типа облачных систем; 7 — вычисление скорости и направления перемещения зон радиозаха; 8 — определение тенденции развития явлений; 9 — представление информации; 10 — проверка и коррекция выходной информации; 11 — документирование информации; 12 — кодирование кодом „RADOB“;

Создание радиолокационной системы метеорологического обеспечения, образующей непрерывную цепочку автоматизированных операций, связано с решением двух проблем — математического обеспечения единого автоматизированного процесса радиолокационного наблюдения и путей его технической, аппаратурной реализации.

Анализируя состояние математического обеспечения при решении задач автоматизированного радиолокационного штормоповещения, можно выделить три группы алгоритмов.

1. Разработанные и экспериментально проверенные алгоритмы, к которым относятся:

алгоритмы измерения радиометеорологических характеристик радиоэха;

алгоритмы классификации метеоявлений по четырем градациям (гроза, ливень, осадки, нераспознанные явления), использующие характеристики вертикального профиля радиоэха (алгоритмы локального анализа).

Указанные алгоритмы широко используются в оперативной практике и обеспечивают оправдываемость 75...85 %.

2. Разработанные алгоритмы, требующие экспериментальной проверки, которые решают следующие задачи:

определение скорости, направления и других динамических характеристик перемещения зон радиоэха;

комплексный анализ информации, поступающей от различных источников;

определение тенденций развития метеоявлений;

формирование и представление выходной информации для различных устройств отображения и различных потребителей;

контроль и коррекция данных.

3. Алгоритмы, требующие разработки, к которым можно отнести:

ввод данных от МРЛ и представление их в декартовой системе координат с переменным шагом дискретизации в пространстве, определяемым требованиями конкретной решаемой задачи;

... запись и представление границ метеочагов с точностью более высокой, нежели шаг дискретизации пространства обзора;

алгоритмы автоматического описания и анализа полей радиоэха с целью качественной оценки метеоситуации в ближней и дальней зоне;

алгоритмы определения стадии развития штормовых явлений и получение на их основе данных для краткосрочного локального прогноза;

алгоритмы определения типа облачных систем;

адаптивные и самообучающиеся алгоритмы, обеспечивающие оптимальное или квазиоптимальное функционирование системы в конкретных метеоусловиях, включающие в себя автоматические изменения информационной структуры комплекса и программ обработки первичных данных, что, в конечном счете, приво-

дит к улучшению качества и достоверности выходной информации, повышению оперативности ее получения;

комплекс математического обеспечения для автоматизации функционирования самой информационно-измерительной системы радиолокационного штормоповещения (подготовка, включение и установка рабочих режимов аппаратуры, проведение наблюдений по программе, выбираемой в соответствии с конкретной обстановкой, выдача результатов обработки и анализа в установленные сроки и в форме, удобной для потребителя).

Очевидно, что реализовать перечисленные алгоритмы возможно лишь поэтапно с постепенным совершенствованием структуры комплекса, обладающей необходимой гибкостью и обеспечивающей преемственность в последовательном освоении этапов задачи. Этим практически исключается применение специализированной аппаратуры ввиду жесткости ее структуры. Представляется целесообразным решение задачи автоматизированного штормоповещения возложить на информационно-измерительные комплексы, ядром которых являются управляющие ЭВМ.

При машинной обработке радиолокационной метеорологической информации возникает необходимость в разработке устройств сопряжения МРЛ с ЭВМ, которые должны выполнять следующие функции:

ввод данных по всему пространству обзора без пропуска;

предварительная обработка данных (осреднение сигналов, селекция сосредоточенных целей, выделение сигналов среди шумов, согласование темпа ввода данных с реальным временем радиолокационного обзора);

ввод информации МРЛ в полярных координатах (если быстроедействие ЭВМ позволяет осуществлять операцию преобразования координат в реальном времени), либо преобразование и ввод данных в декартовых координатах;

ввод данных от обоих каналов двухволновых МРЛ;

ввод данных в достаточно широкий класс ЭВМ.

Перечисленные функции выполняет указанная выше полуавтоматизированная система, дополненная универсальной ЭВМ. В качестве основы автоматизированного комплекса была принята ЭВМ типа М-6000. Ввод данных от радиолокационных станций (типа МРЛ-2 и МРЛ-5) осуществляется от устройства предварительной обработки специализированной ЭВМ (аппаратура ААОМ [3]), входящей в состав существующей полуавтоматизированной системы. Предварительная обработка заключается в пространственно-временном осреднении радиолокационных сигналов в пределах заданной пространственной ячейки и преобразовании их в числовую форму. Эти данные вводятся в универсальную ЭВМ с помощью специально разработанного блока сопряжения.

Таким образом, создана сложная информационно-вычислительная система (рис. 3), содержащая два параллельных канала обработки радиолокационной информации: полуавтоматизированный канал, представляющий собой ныне существующую аппаратуру

с ее специализированной ЭВМ, и автоматизированный канал на базе универсальной ЭВМ.

Использование двух параллельных каналов не является дублированием, а имеет принципиальное значение. Полностью автоматизированный канал устраняет указанный ранее недостаток системы, открывая широкие возможности автоматизации и развития системы путем разработки соответствующих программ. Легко обеспечивается отображение и документирование радиолокационной метеорологической информации на любой стадии ее обработки

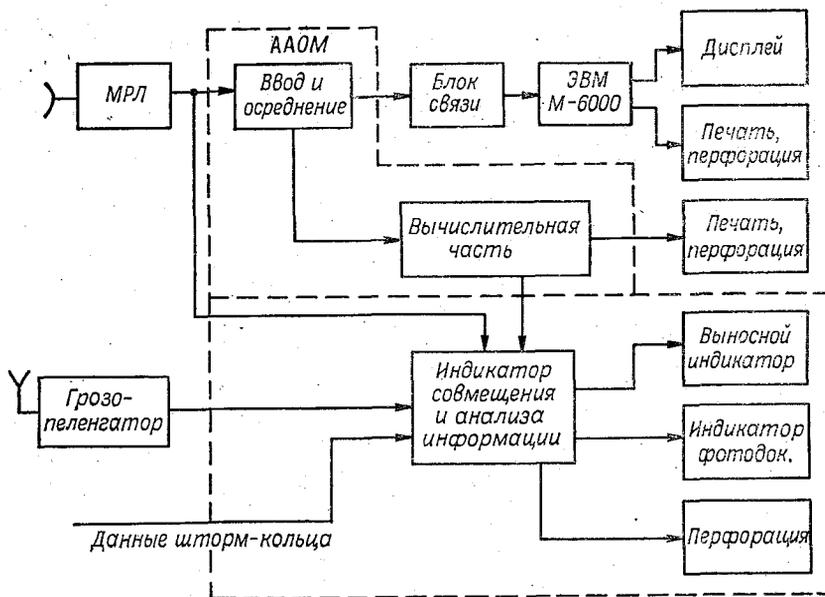


Рис. 3. Упрощенная функциональная схема экспериментального радиометеорологического комплекса.

с помощью штатных выводных устройств и дисплея универсальной ЭВМ. Наблюдения ведутся с минимальным участием оператора.

Кроме того, как неоднократно указывалось, существующий комплекс имеет совершенную систему индикации, отличительными чертами которой являются:

применение специально разработанных формуляров, отображающих обобщенную информацию для решения задачи штормоповещения;

телевизионное воспроизведение на индикаторе аналоговой картины радиолокационного изображения;

коррекция данных на индикаторе световым пером и др.

По своим возможностям система индикации стоит на уровне мировых стандартов.

Таким образом, два канала созданного экспериментального комплекса имеют принципиальное различие с точки зрения проблем эргономики и взаимоотношений человека и машины. Сколь бы ни была совершенна автоматизированная система, преждевременно отказываться от участия в решении задачи штормоповещения опытного оператора-метеоролога. Существует целый ряд факторов, которые принимаются во внимание оператором на основании его опыта, интуиции, привлечения дополнительной информации. Для того чтобы использовать эти факторы и обеспечить участие оператора в анализе метеорологической обстановки, устройство отображения должно удовлетворять определенным требованиям, к которым относятся:

возможность воспроизведения аналогового радиолокационного изображения или контуров границ радиозаха;

возможность отображения алфавитно-цифровой информации, в том числе и метеосигналов;

возможность нанесения разнообразных графических отметок (контурные очагов, отрезки прямых и т. д.);

широкие возможности редактирования данных (стирание, замена, перенос, подчеркивание и т. д.);

высокая различимость информации при воспроизведении 1500... 2500 знаков на экране.

Система индикации существующей аппаратуры в основном удовлетворяет этим требованиям и позволяет максимально использовать указанный комплекс психофизиологических факторов для активного участия специалиста-метеоролога в решении задач штормоповещения.

Таким образом, главная задача, которая должна быть возложена на экспериментальный радиометеорологический комплекс, состоит в проведении регулярных наблюдений и обработке результатов по двум параллельным каналам с целью определения рациональной структуры оперативного комплекса, оптимальной степени его автоматизации, выявления роли специалиста-метеоролога в решении задач штормоповещения.

В данной статье ограничимся рассмотрением предварительных результатов наблюдений, проведенных в летний сезон 1979 г. на вновь созданном автоматизированном канале экспериментального комплекса.

В результате совершенствования программ обработки для ЭВМ с объемом оперативной памяти 16 К реализована возможность обработки в реальном масштабе времени информации при радиусе обзора МРЛ 150 км и размерах ячейки представления 5×5 км. Функциональная схема комплекса представлена на рис. 4. Обработка входной информации осуществляется по алгоритму, описанному в [2]. После завершения обзора пространства в памяти ЭВМ формируется массив, представляющий собой совокупность характеристик вертикального профиля для каждой ячейки представления. Целью дальнейшей обработки является использование полученных радиометеорологических характеристик радиозаха для

классификации явлений по типам (гроза, ливень, осадки, нераспознанные явления), определение тенденции развития поля (изменение количества ячеек с опасными явлениями, изменение количества ячеек, занятых радиоэхом) и отдельных очагов. Эти операции могут выполняться в двух режимах:

1) в оперативном режиме, при котором указанная обработка осуществляется непосредственно после завершения обзора пространства с использованием данных о количественных характеристиках радиоэха, хранящихся в оперативной памяти ЭВМ;

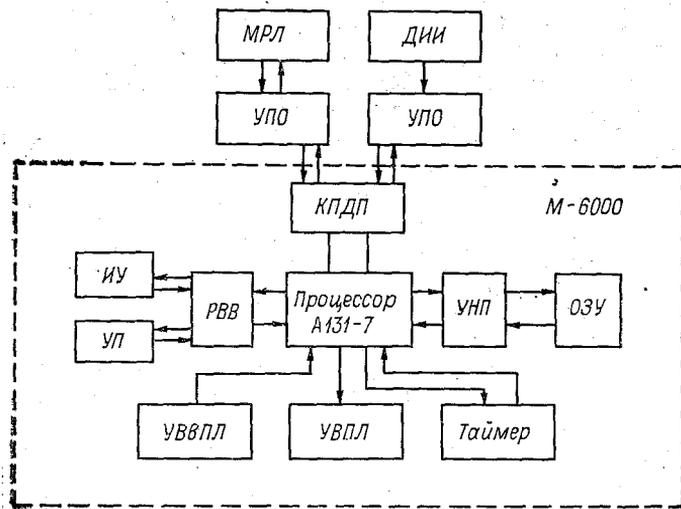


Рис. 4. Функциональная схема полностью автоматизированного канала экспериментального радиометеорологического комплекса на базе ЭВМ М-6000.

МРЛ — метеорологическая радиолокационная станция; ДНИ — дополнительные источники информации, подключение которых будет осуществлено на следующих этапах работы; УПО — устройство первичной обработки; КПДП — канал прямого доступа в память; ИУ — индикаторное устройство; УП — устройство печати; РВВ — расширитель ввода-вывода; УНП — устройство наращивания памяти; ОЗУ — оперативное запоминающее устройство; УВВПЛ — устройство ввода с перфоленты; УВПЛ — устройство вывода на перфоленту.

2) в неоперативном режиме с использованием радиометеорологических параметров радиоэха, предварительно выданных из памяти ЭВМ на технический носитель.

В первом режиме период обновления информации складывается из времени обзора (времени получения радиометеорологических характеристик) и времени, расходуемому на анализ и представление информации. В зависимости от используемого комплекса программ он составляет 6...15 мин.

Во втором случае период обновления информации ограничен временем обзора и временем выдачи данных на носитель и составляет 5...6 мин.

Первичные данные, представляющие собой количественные характеристики радиоэха, в обоих случаях выводятся на технический носитель (перфоленту) и могут быть использованы в дальнейшей работе. Кроме того, первичные данные могут выводиться на устройство печати в виде буквенно-цифровых карт с размером стороны ячейки представления, кратным 5 км.

Программа представления проанализированной информации обеспечивает вывод на устройство печати и на экран дисплея карт явлений и их характеристик в различной форме. На рис. 5 в качестве примера приведена карта явлений, полученная при радиусе обзора МРЛ 150 км и размерах ячейки представления 5×5 км.

Таким образом, в отличие от ранее рассмотренного полуавтоматизированного канала, автоматизированный канал создает единый сквозной автоматизированный процесс (см. рис. 2). На оператора возлагается лишь задача проверки и коррекции конечных результатов обработки.

Сравнение существующей полуавтоматизированной системы и автоматизированного канала обработки радиометеорологической информации на универсальной ЭВМ позволяет сделать следующие предварительные выводы.

1. Специализированный вычислитель полуавтоматизированной системы, действующий по «жесткой» программе, ограничивает возможности автоматизации процесса в целом и крайне затрудняет модернизацию аппаратуры. Вместе с тем совершенная индикаторная часть, создающая на телевизионном экране яркое аналоговое радиолокационное изображение с формулярами, специально разработанными для задач штормоповещения, позволяет максимально использовать опыт, знания, интуицию оператора-метеоролога и обеспечить его решающее участие в процессе штормоповещения.

2. Экспериментальная система штормоповещения, разработанная на базе управляющей ЭВМ М-6000, показала возможность более высокой автоматизации процесса радиолокационного штормоповещения. Задачи развития и совершенствования процесса анализа данных, а также их отображения и документирования на разных стадиях обработки решаются без конструктивных изменений аппаратуры путем ввода соответствующих программ. Переход к ячейкам отображения (5×5 км) открывает возможность более детального анализа радиоэха, что может дать определенный эффект в выявлении дополнительных зон безопасных полетов.

Система позволяет решать задачу штормоповещения с минимальным участием оператора, осуществляющего лишь функции контроля.

3. Следующий этап работ по развитию и модернизации комплекса радиолокационного штормоповещения целесообразно проводить на существующей полуавтоматизированной системе, дополненной управляющей ЭВМ. Наличие двух каналов — полностью

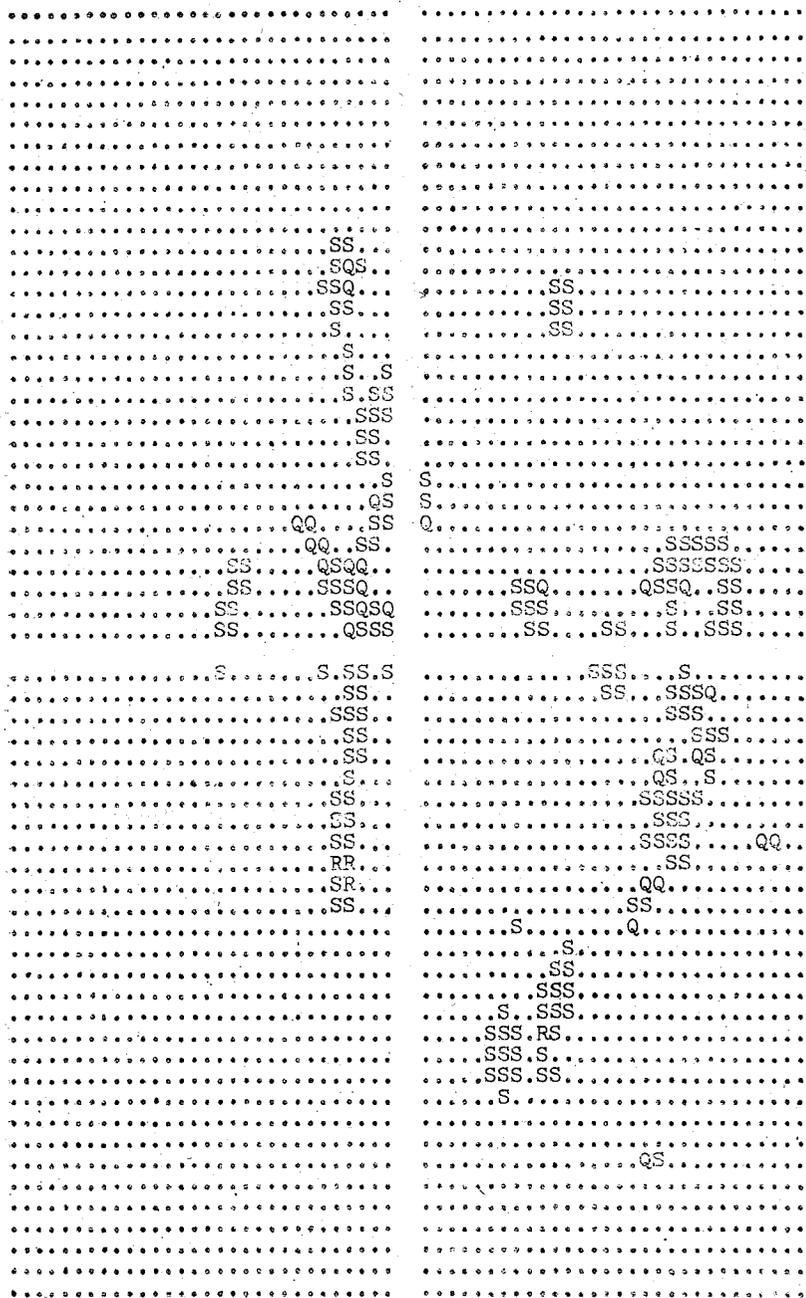


Рис. 5. Карта явлений, полученная на ЭВМ М-6000 по данным радиоложатора МРЛ-2 при радиусе обзора 150 км и размерах ячейки представления 5×5 км.

R — гроза, S — осадки, Q — облака без явлений.

автоматизированного и полуавтоматизированного с совершенной системой индикации — будет гарантировать высокую эффективность системы в целом, при различном уровне подготовки персонала метеорологического обслуживания.

В дальнейшем необходимо провести опытную эксплуатацию комплекса с участием диспетчерской службы управления воздушным движением для получения сравнительной оценки эффективности каналов, определения оптимального уровня автоматизации и роли оператора в процессе обработки радиолокационной информации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брылев Г. Б., Низдойминова Г. Л., Степаненко В. Д. Вопросы практического применения радиолокационной метеорологической информации. — Обнинск, Информационный центр, 1978, с. 59.
2. Гудыма А. М., Завдовьев А. В., Линев А. Г. Применение промышленных ЭВМ для обработки информации в реальном масштабе времени при решении задач штормоповещения. — Труды ГГО, 1978, вып. 430, с. 118—123.
3. Петрушевский В. А., Селиверстова Н. М., Шевела Г. Ф. Аппаратура для комплексного анализа радиолокационной метеорологической информации. — Труды ГГО, 1976, вып. 383, с. 103—109.

А. В. Рыжков

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДА СИНТЕЗИРОВАННЫХ АПЕРТУР В ЗАДАЧАХ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ

В работах [4, 9] была высказана идея использования метода синтезированных апертур применительно к задачам радиолокационной метеорологии. Рассмотрим схему этого метода для случая, когда объектом наблюдения является совокупность движущихся дискретных отражателей — гидрометеоров.

Комплексная амплитуда сигнала, рассеянного совокупностью частиц и принятого доплеровской РЛС, может быть записана в следующем виде:

$$E(t) = \sum_{i=1}^N a_i e^{i \varphi_i(t)}, \quad (1)$$

где $\varphi_i(t) = 2kR_i(t)$; $k = 2\pi/\lambda$ — волновое число; $R_i(t)$ — закон изменения расстояния от i -го элементарного отражателя до РЛС; величина a_i определяется эффективной площадью рассеяния i -го отражателя и его положением в рассеивающем объеме. Предположим, что в пределах интересующих нас интервалов времени $a_i \neq a_i(t)$. При использовании метода синтезированных апертур

отклик на выходе системы когерентной обработки оказывается пропорциональным величине [1, 7, 11]:

$$S_0 = \left| \int_{-T/2}^{T/2} E(t) E_0^*(t) dt \right| = \left| \sum_{i=1}^N a_i \int_{-T/2}^{T/2} e^{i[\varphi_i(t) - \varphi_0(t)]} dt \right|, \quad (2)$$

где $E_0(t) = e^{i\varphi_0(t)} = e^{i2kR_0(t)}$ — опорный сигнал, сформированный согласно принятой гипотезе о законе движения частиц $R_0(t)$ [4]. Среднее значение S_0 определяется из соотношения

$$\langle S(X_0) \rangle = [NT \int n(D, \mathbf{X}) a^2(D, \mathbf{X}) J(\mathbf{X}, \mathbf{X}_0) d\mathbf{X} dD]^{1/2}, \quad (3)$$

где \mathbf{X} — многомерный вектор, полностью описывающий закон движения рассеивателя относительно поверхности земли и содержащий в качестве компонент проекции векторов начального положения частиц, скорости, ускорения и т. п. Скалярная функция $R(t)$ в качестве параметров содержит компоненты вектора \mathbf{X} , поэтому $R_0(t) = R(t, \mathbf{X}_0)$ и соответственно $R(t) = R(t, \mathbf{X})$. D — характерный размер рассеивателя, определяющий его эффективную площадь рассеяния; $n(D, \mathbf{X})$ — многомерная функция распределения рассеивателей по размерам и «законам движения»; функция

$$J(\mathbf{X}, \mathbf{X}_0) = \left| \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} e^{i2k[R(t, \mathbf{X}) - R(t, \mathbf{X}_0)]} dt \right|^2 \quad (4)$$

имеет смысл функции неопределенности и определяет разрешающую способность системы синтезирования по компонентам вектора \mathbf{X} . Формируя функцию $E_0(t)$ для различных законов \mathbf{X}_0 , в принципе можно получить искомое распределение $n(\mathbf{X})$, причем оно будет тем детальнее, чем больше время накопления T .

К сожалению, движение реальных частиц (гидрометеоров) в турбулизованной воздушной среде невозможно полностью охарактеризовать детерминированными функциями: на среднюю детерминированную компоненту движения накладывается случайная, «хаотическая» компонента, обусловленная турбулентностью. Со временем эти случайные турбулентные возмущения траекторий движения частиц накапливаются и приводят к расфазировке системы синтезирования. Таким образом, время накопления T ограничено сверху некоторым пределом T_{\max} , зависящим от интенсивности турбулентности и инерции гидрометеоров по отношению к воздушному потоку.

В данной работе на основании некоторых представлений о движении инерционных частиц в турбулентном потоке дается оценка T_{\max} и рассматриваются реальные возможности метода синтезирования апертур при локации метеобъектов как с подвижной, так и с неподвижной платформ. Пусть частица движется по закону $\mathbf{r} = \mathbf{r}(t)$ и в начальный момент $t=0$ находится в точке $(R_0, \theta_0, \varphi_0)$ в сферической системе координат, связанной с неподвижной антенной радиолокатора (рис. 1, сверху). Фаза сигнала φ рассеян-

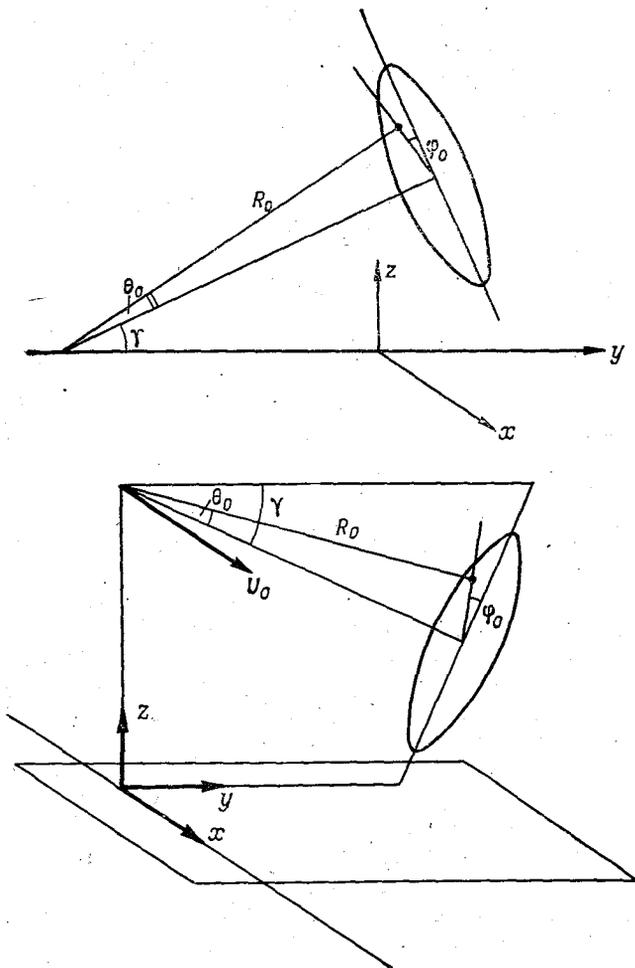


Рис. 1. Схема радиолокационного обзора при наблюдении с неподвижной платформы (вверху) и с подвижной платформы (внизу).

ного этой частицей, определяется законом изменения дальности $\varphi(t) = 2kR_H(t)$, который может быть выражен посредством следующих формул:

$$R_H(t) = R_0 + r_{\parallel}(t) + r_{\perp}(t) \theta_0 + \frac{1}{2} \frac{r^2(t)}{R_0};$$

$$r_{\parallel}(t) = r_y(t) \cos \gamma + r_z(t) \sin \gamma;$$

$$r_{\perp}(t) \theta_0 = \frac{x_0}{R_0} r_x(t) + \frac{z_0}{R_0} [r_z(t) \cos \gamma - r_y(t) \sin \gamma], \quad (5)$$

где $x_0 = R_0 \sin \theta_0 \sin \varphi_0$, $z_0 = R_0 \sin \theta_0 \cos \varphi_0$, r_x , r_y , r_z — проекции $\mathbf{r}(t)$

в системе координат (x, y, z) , $r = |\mathbf{r}|$, γ — угол места. Условимся индекс «н» относить к неподвижной РЛС, индекс «п» — к подвижной РЛС.

Если для наблюдения используется РЛС бокового обзора, установленная на самолете или спутнике, движущемся вдоль оси x (рис. 1, внизу) со скоростью U_0 , то в формулах (5) вместо $r_x(t)$ будет фигурировать член $\tilde{r}_x(t) = r_x(t) + U_0 t$, тогда

$$R_n(t) = R_n(t) + \frac{1}{2} \frac{U_0^2 t^2}{R_0} + \frac{x_0 + r_x(t)}{R_0} U_0 t, \quad (6)$$

т. е. в выражение для текущей наклонной дальности добавляются члены, связанные с собственным движением носителя РЛС.

Закон движения частицы $\mathbf{r}(t)$ в воздушном потоке определяется дифференциальным уравнением

$$\frac{d^2 \mathbf{r}}{dt^2} = \frac{1}{\tau} \left(\mathbf{U} - \frac{d\mathbf{r}}{dt} \right) + \mathbf{g}, \quad (7)$$

где $\mathbf{U} = \mathbf{U}(\mathbf{r}, t)$ — поле скорости турбулизованного воздушного потока, $\tau = \tau[\omega(\mathbf{r}, t)]$ — сложная функция аэродинамических параметров частицы и воздушной среды, а также модуля скорости частицы относительно воздушного потока $\omega = |\mathbf{U} - d\mathbf{r}/dt|$ [2, 10]. При движении частицы, близком к установившемуся, когда $|dV_z/dt| \ll g$ и $\omega \approx |U_z - V_z| \approx V_\infty(D_0)$ ($\mathbf{V} = d\mathbf{r}/dt$, $V_\infty(D_0)$ — установившаяся скорость падения частицы диаметром D_0 в неподвижном воздухе), а также при условии малости временных интервалов, в пределах которых отрезки траекторий движения частиц не очень сильно отличаются от прямых, соответствующих равномерному прямолинейному движению, в соотношении (7) функцию τ можно заменить на константу $\tau_0 = V_\infty(D_0)/g$, представляющую собой время релаксации частицы диаметра D_0 .

Решение линеаризованной системы (7) с начальными условиями $\mathbf{r}(0) = 0$; $d\mathbf{r}/dt = \mathbf{V}(0)$ имеет вид

$$\mathbf{V}(t) = e^{-t/\tau_0} \left(\mathbf{V}(0) + \frac{1}{\tau_0} \int_0^t \mathbf{U}(\tau) e^{z/\tau_0} d\tau \right) + \mathbf{g} \tau_0 (1 - e^{-t/\tau_0}); \quad (8)$$

$$\mathbf{r}(t) = \int_0^t \mathbf{V}(\tau) d\tau.$$

При анализе системы (8) сделаем следующие предположения:

1) $\mathbf{U} = \bar{\mathbf{U}} + \mathbf{U}'$, где $\mathbf{U} = \bar{\mathbf{U}}(\mathbf{R})$ — регулярная составляющая \mathbf{U} , не зависящая от времени, а $\mathbf{U}' = \mathbf{U}'(\mathbf{R}, t)$ — флуктуационная (пульсационная) составляющая $\bar{\mathbf{U}}$, обусловленная турбулентностью;

2) регулярная составляющая $\bar{\mathbf{U}}$ характеризуется вертикальным сдвигом ветра: $\text{grad} \bar{U}_z = 0$, $\text{grad} \bar{U}_x = \text{grad} \bar{U}_y = \frac{\partial U_x}{\partial z} = \frac{\partial \bar{U}_y}{\partial z} = \alpha$;

3) поле $U'(R, t)$ считается однородным и изотропным и подчиняется статистическим законам Колмогорова — Обухова. Будем считать выполненным неравенство $U' \ll V_\infty$.

При таком разбиении U на две составляющие естественно представить движение частицы как суперпозицию регулярного движения, обусловленного регулярной частью поля ветра:

$$\bar{V}(t) = e^{-t/\tau_0} \left(\bar{V}(0) + \frac{1}{\tau_0} \int_0^t \bar{U}(\tau) e^{\tau/\tau_0} d\tau \right) + g \tau_0 (1 - e^{-t/\tau_0}); \quad (9)$$

$$\bar{r}(t) = \int_0^t \bar{V}(\tau) d\tau,$$

и движением, обусловленным турбулентными пульсациями скорости ветра:

$$V'(t) = e^{-t/\tau_0} \left(V'(0) + \frac{1}{\tau_0} \int_0^t U'(\tau) e^{\tau/\tau_0} d\tau \right); \quad (10)$$

$$r'(t) = \int_0^t V'(\tau) d\tau.$$

Рассматривая регулярную часть движения частицы, описываемую системой (9), нетрудно прийти к выводу, что если частица летит в потоке ветра с постоянным сдвигом α время большее, чем τ_0 (т. е. движение можно считать установившимся), то в каждый фиксированный момент времени разница скорости частицы и скорости ветра в отсутствие турбулентности есть постоянная величина, определяемая из соотношения

$$\bar{w}(t) = \bar{V}(t) - \bar{U}(t) = -\alpha \bar{V}_z \tau_0 (e_x + e_y) - V_\infty(\tau_0) e_z, \quad (11)$$

причем составляющая скорости по оси z постоянна и рассчитывается по формуле

$$\bar{V}_z = \bar{U}_z - V_\infty(\tau_0), \quad (12)$$

а составляющие по осям x и y изменяются и проекции ускорения составляют $a_x = a_y = \alpha \bar{V}_z$.

Представим вектор $r(t)$ в виде

$$r(t) = r_1(t) + r_2(t), \quad (13)$$

где $r_1(t) = \bar{r}(t) + v'(0)t$; $r_2(t) = \int_0^t [v(\tau) - v'(0)] d\tau$. Вектор $r_2(t)$ является случайной функцией времени, характеризующей отклонения движения частицы от траектории регулярного движения,

$r_1(t)$ — детерминированная функция времени. Считая, что выполняются неравенства

$$r_2(t) \ll r_1(t); \quad \theta_0 \ll 1; \quad \frac{r(t)}{R_0} \ll 1; \quad \frac{U_0 t}{R_0} \ll 1, \quad (14)$$

запишем выражение для фазы $\varphi(t)$, согласно формулам (5) и (6), в следующем виде:

$$\varphi(t) = 2k[R_{\text{дет}}(t) + r_{2\parallel}(t)], \quad (15)$$

причем

$$R_{\text{н дет}}(t) = R_0 + r_{1\parallel}(t) + r_{1\perp}(t)\theta_0 + \frac{1}{2} \frac{r_1^2(t)}{R_0}; \quad (16)$$

$$R_{\text{п дет}}(t) = R_{\text{н дет}}(t) + \frac{1}{2} \frac{U_0^2 t^2}{R_0} + \frac{x_0 + r_{1x}(t)}{R_0} U_0 t. \quad (17)$$

Член $2kR_{\text{дет}}(t)$ представляет собой детерминированную часть фазы, а член $2kr_{2\parallel}(t)$ — случайную добавку, обусловленную турбулентностью.

При не очень больших временных интервалах в формулах для $R_{\text{дет}}(t)$ можно удержать лишь линейный и квадратичный по t члены, полагая

$$R_{\text{дет}}(t) \simeq R_0 + at + bt^2, \quad (18)$$

где a и b — постоянные, имеющие размерность скорости и ускорения и зависящие от параметров движения частицы. Если положить фазу опорного сигнала равной $2k(a^{(0)}t + b^{(0)}t^2)$, то выражение для функции неопределенности $J(\mathbf{X}, \mathbf{X}_0)$, согласно (8) и (15), будет иметь вид

$$J(\Delta a, \Delta b) = \left| \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} e^{i2k[\Delta at + \Delta bt^2 + r_{2\parallel}(t)]} dt \right|^2, \quad (19)$$

где $\Delta a = a - a^{(0)}$, $\Delta b = b - b^{(0)}$.

В отсутствие расфазировки, описываемой членом $2kr_{2\parallel}(t)$ в показателе экспоненты, величину $J(\Delta a, \Delta b)$ нетрудно выразить через интегралы Френеля; тогда главный максимум двумерной диаграммы неопределенности определяется совокупностью неравенств:

$$|\Delta a| < \frac{\lambda}{2T}; \quad |\Delta b| < \frac{\lambda}{T^2}. \quad (20)$$

Рассмотрим, как повлияет на вид диаграммы неопределенности наличие дополнительной случайной составляющей фазы $2kr_{2\parallel}(t)$. Средняя $J(\Delta a, \Delta b)$ по совокупности реализаций случайного процесса $r_{2\parallel}(t)$, получаем:

$$\begin{aligned} \langle J(\Delta a, \Delta b) \rangle &= \frac{1}{T^2} \int_{-T/2}^{T/2} \int_{-T/2}^{T/2} e^{i2k[\Delta a(\tau-s) + \Delta b(\tau^2 - s^2)]} \times \\ &\times \langle e^{i2k[r_{2\parallel}(\tau) - r_{2\parallel}(s)]} \rangle d\tau ds. \end{aligned} \quad (21)$$

Предполагая, что случайная величина $r_{2\parallel}(t)$ распределена по нормальному закону, получаем [3]:

$$\langle e^{i2k[r_{2\parallel}(\tau) - r_{2\parallel}(s)]} \rangle = e^{-2k^2 \langle [r_{2\parallel}(\tau) - r_{2\parallel}(s)]^2 \rangle}. \quad (22)$$

Вычислим величину $\sigma^2(\tau, s) = \langle [r_{2\parallel}(\tau) - r_{2\parallel}(s)]^2 \rangle$ с учетом того, что $V'(\tau)$ представляет собой стационарный случайный процесс. В соответствии с (13)

$$\begin{aligned} \sigma^2(\tau, s) &= \int_s^\tau \int_s^\tau \langle [V'_{\parallel}(x_1) - V'_{\parallel}(0)] [V'_{\parallel}(x_2) - V'_{\parallel}(0)] \rangle dx_1 dx_2 = \\ &= \frac{1}{2} \int_s^\tau \int_s^\tau [D(|x_1|) + D(|x_2|) - D(|x_1 - x_2|)] dx_1 dx_2, \end{aligned} \quad (23)$$

где $D(x)$ — временная структурная функция радиальной составляющей скорости частицы, определяемая по формуле

$$D(x) = \langle [V'_{\parallel}(x) - V'_{\parallel}(0)]^2 \rangle = 2\langle V'^2_{\parallel}(0) \rangle - 2\langle V'_{\parallel}(x) V'_{\parallel}(0) \rangle. \quad (24)$$

Используя выражение (10) для $V'(t)$, можно записать величины, фигурирующие в соотношении (24), в следующем виде:

$$\langle V'^2_{\parallel}(0) \rangle = \frac{1}{\tau_0^2} \int_0^\infty \int_0^\infty \langle U'_{\parallel}(\xi) U'_{\parallel}(\eta) \rangle e^{-\frac{\xi+\eta}{\tau_0}} d\xi d\eta; \quad (25)$$

$$\langle V'_{\parallel}(x) V'_{\parallel}(0) \rangle = \frac{1}{\tau_0^2} \int_0^\infty \int_0^\infty \langle U'_{\parallel}(\xi) U'_{\parallel}(x+\eta) \rangle e^{-\frac{\xi+\eta}{\tau_0}} d\xi d\eta. \quad (26)$$

В соответствии со сформулированными выше представлениями о движении частицы, выраженными системой (10) $\langle U'_{\parallel}(\xi) \times U'_{\parallel}(\eta) \rangle$ является пространственно-временной корреляционной функцией скорости ветра, вычисленной для точек, разделенных временным интервалом $\xi - \eta$ и пространственным интервалом $\Delta\rho = (V - U)(\xi - \eta)$.

При подсчете интегралов в формулах (25)–(26) с учетом соотношения (11) и неравенств $\alpha \bar{V}_z \tau_0$ и $V', U' \ll V_\infty(\tau_0)$ положим, что относительная скорость $\mathbf{W} = V_\infty(\tau_0) \mathbf{e}_z$ является величиной постоянной. Для «замороженной» турбулентности величина $\langle U'_{\parallel}(\xi) \times U'_{\parallel}(\eta) \rangle$ определяется эйлеровой корреляцией скоростей воздушных частиц, расположенных на расстоянии $V_\infty(\tau_0) |\xi - \eta|$. При этом, согласно закону Колмогорова — Обухова [6, 8]:

$$\langle U'_{\parallel}(\xi) U'_{\parallel}(\eta) \rangle = \begin{cases} \langle U'^2_{\parallel} \rangle \left[1 - \left| \frac{\xi - \eta}{T^{(E)}} \right|^{2/3} \right] & \text{при } |\xi - \eta| \leq T^{(E)}; \\ 0 & \text{при } |\xi - \eta| > T^{(E)}. \end{cases} \quad (27)$$

где $T^{(E)}$ — временной эйлеров масштаб турбулентности, определяемый по формуле

$$T^{(E)} = \frac{[2\langle U_{\parallel}^{\prime 2} \rangle]^{3/2}}{C^3 \varepsilon V_{\infty}(\tau_0) \left(1 + \frac{1}{3} \cos^2 \gamma\right)^{3/2}} = \frac{L^{(E)}}{V_{\infty}(\tau_0)}, \quad (28)$$

где $L^{(E)}$ — внешний пространственный масштаб турбулентности, ε — скорость диссипации турбулентной энергии, C — константа.

Воспользовавшись выражением (27) и опуская промежуточные выкладки, напишем окончательные выражения для преобразованных формул (25) и (26):

$$\langle V_{\parallel}^{\prime 2}(0) \rangle \simeq \langle U_{\parallel}^{\prime 2} \rangle \left[1 - \left(\frac{\tau_0}{T^{(E)}} \right)^{2/3} \Gamma(5/3) \right]; \quad (29)$$

$$\langle V_{\parallel}^{\prime}(x) V_{\parallel}^{\prime}(0) \rangle \simeq \langle U_{\parallel}^{\prime 2} \rangle \left\{ 1 - \left(\frac{\tau_0}{T^{(E)}} \right)^{2/3} e^{-x/\tau_0} [\Gamma(5/3) - \gamma(5/3, x/\tau_0)] \right\}, \quad (30)$$

где $\gamma(a, y) = \int_0^y t^{a-1} e^{-t} dt$ — неполная гамма-функция. Подставляя формулы (29) и (30) в соотношение (23), получаем для $\sigma^2(\tau, s)$ следующие выражения, справедливые при $|\tau|, |s| \ll \tau_0$:

$$\sigma^2(\tau, s) = \begin{cases} \alpha_0 [1/3(\tau^3 - s^3) - s^2(\tau - s)] & \text{при } \tau > s > 0; \\ \alpha_0/3(\tau^3 - s^3) & \text{при } \tau > 0, s < 0; \end{cases}$$

$$\sigma^2(\tau, s) = \sigma^2(s, \tau); \quad \sigma^2(-\tau, -s) = \sigma^2(\tau, s);$$

$$\alpha_0 = 2 \Gamma(5/3) \langle U_{\parallel}^{\prime 2} \rangle \tau_0^{-1/3} [T^{(E)}]^{-2/3}. \quad (31)$$

Рассмотрим для простоты сечение двумерной диаграммы неопределенности $\langle J(\Delta a, \Delta b) \rangle$ в плоскости $\Delta b = 0$. Анализ интеграла (21) с учетом соотношения (31) позволяет получить представление о том, как изменяется разрешающая способность системы при увеличении времени накопления T . На рис. 2 изображены сечения диаграммы неопределенности в плоскости $\Delta b = 0$ при трех значениях времени накопления $T = T_0/2$, $T = T_0$ и $T = 2T_0$, где T_0 — некий характерный масштаб, который определяется интенсивностью турбулентности и инерцией частиц, согласно выражению

$$T_0 = 2 [8/9 \Gamma(5/3) (2\pi)^2 C^2]^{-1/3} \lambda^{2/3} \varepsilon^{-2/3} V_{\infty}^{-2/3} \tau_0^{1/3} \approx 0,51 \lambda^{2/3} \varepsilon^{-2/3} V_{\infty}^{-2/3} \tau_0^{1/3}, \quad (32)$$

где

$$C^2 \simeq 1,9[9]; \quad \Gamma(5/3) \simeq 0,90.$$

Из рис. 2 видно, что при увеличении времени накопления до значения T_0 ширина главного максимума сечения диаграммы неопределенности, являющаяся оценкой разрешающей способности по параметру a , уменьшается до значения $|\Delta a| = \lambda/2T_0$. При

дальнейшем увеличении T ширина главного максимума останется практически неизменной, но при этом начинает понижаться его уровень относительно побочных максимумов, что в конечном счете приводит к ухудшению разрешающей способности. Аналогичные изменения происходят и по оси b .

Таким образом, значение $T = T_0$ является оптимальным и может служить оценкой максимального времени накопления T_{\max} при работе радиолокатора с синтезированной апертурой как на подвижной, так и на неподвижной платформе. Оценим значение

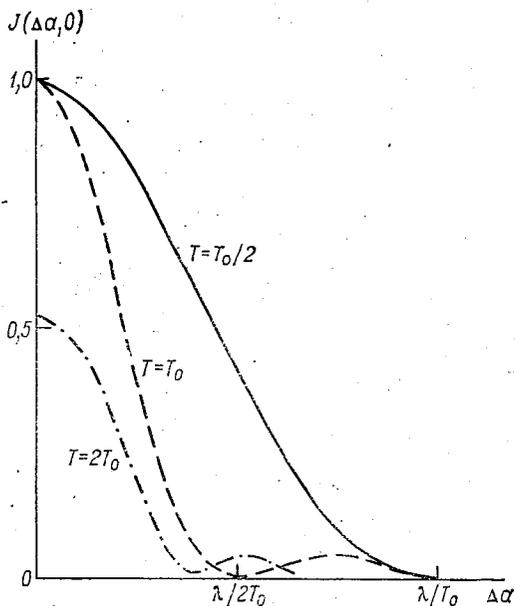


Рис. 2. Вид сечения двумерной диаграммы неопределенности в плоскости $\Delta b = 0$ при различных значениях времени накопления T .

$T_{\max} = T_0$ при типичных значениях $\tau_0 = 1$ с, $V_{\infty} = 10^3$ см/с, $\lambda = 3$ см и двух значениях скорости диссипации турбулентной энергии; $\varepsilon_1 = 1$ см²/с³, соответствующем слабой турбулентности, и $\varepsilon_2 = 10^3$ см²/с³, соответствующем сильной турбулентности [5]. В результате расчета по формуле (32) получаем: $T_{\max 1} \approx 0,23$ с, $T_{\max 2} \approx 0,05$ с.

Рассмотрим теперь реальные возможности радиолокатора с синтезированной апертурой, установленного на неподвижной платформе, в отношении измерения вертикальных скоростей частиц при горизонтальном зондировании ($\gamma = 0$) [4]. Считая для простоты, что сдвиг ветра отсутствует и движение частиц являет-

ся двумерным ($V_x=0$), неравенства (20) можно записать в следующем виде:

$$\begin{cases} |\Delta a| \approx \left| (V_y - V_{y0}) + \left(\frac{z}{R_0} V_z - \frac{z_0}{R_0} V_{z0} \right) \right| < \frac{\lambda}{2T}; \\ |\Delta b| \approx \left| \frac{1}{2} \frac{V^2 - V_0^2}{R_0} \right| < \frac{\lambda}{T^2}; \quad V^2 = V_y^2 + V_z^2; \quad V_0^2 = V_{0y}^2 + V_{0z}^2. \end{cases} \quad (33)$$

Величины V_{y0} , V_{z0} и z_0 удовлетворяют априорному закону движения частицы \mathbf{X} , при этом $V_0^2 = V_{y0}^2 + V_{z0}^2$. Неравенства (20)

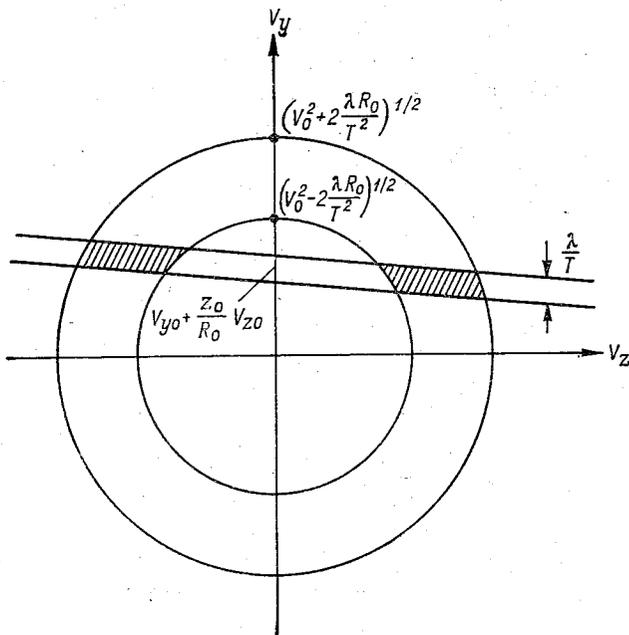


Рис. 3. Вид сечения тела неопределенности в координатах V_y , V_z .

Заштрихованная область — сечение тела неопределенности плоскостью $z = \text{const}$.

в трехмерном пространстве (V_y , V_z , z) определяют тело неопределенности, сечение которого плоскостью $z = z_c = \text{const}$ при фиксированном \mathbf{X}_0 изображено на рис. 3. Вытянутый вид сечения свидетельствует о том, что разрешающая способность по поперечным скоростям V_z гораздо хуже, чем по радиальным и, как нетрудно показать, для фиксированного значения $V_{z0} = A$ она определяется величиной интервалов, получающихся при сечении заштрихованной фигуры на рис. 4 прямой $V_{z0} = A$. Из рис. 4 видно, что при $|V_{z0}| < \sqrt{2\lambda R_0}/T$ $|\Delta V_z| \approx \sqrt{2\lambda R_0}/T$. При $\lambda = 3$ см, $R_0 = 10$ км, $T = T_0 = 0,23$ с получаем значение $|\Delta V_z| \approx 100$ м/с, свидетельствующее об очень низкой разрешающей способности по V_z . Таким об-

разом, для неподвижной РЛС при столь малых допустимых значениях времени накопления T достигнуть удовлетворительного разрешения по поперечным скоростям не удастся.

Перейдем к анализу случая, когда радиолокатор с синтезированной апертурой установлен на борту летательного аппарата. Оценим разрешающую способность измерения радиолокационной отражаемости по оси x вдоль направления движения РЛС, пред-

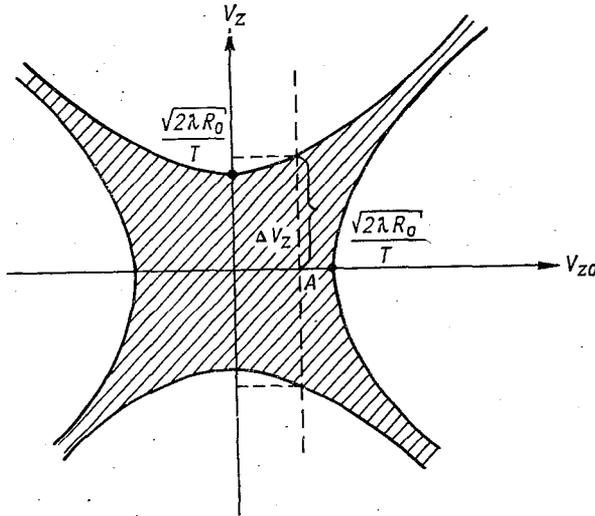


Рис. 4. Иллюстрация зависимости разрешающей способности по параметру V_z от значения параметра опорного сигнала V_{z_0} .

полагая, что частицы обладают лишь радиальными скоростями V_y . Тогда с учетом соотношений (17) и (18) неравенства (20) можно преобразовать к следующему виду:

$$\left\{ \begin{array}{l} |\Delta a| = \left| (V_y - V_{y_0}) + (x - x_0) \frac{U_0}{R_0} \right| < \frac{\lambda}{2T}; \end{array} \right. \quad (34)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} |\Delta b| = \left| \frac{1}{2} \frac{V_y^2 - V_{y_0}^2}{R_0} \right| < \frac{\lambda}{T^2}. \end{array} \right. \quad (35)$$

Легко показать, что неопределенность по параметру x оценивается величиной $\Delta x = |x - x_0| \lesssim (R_0/U_0) \sqrt{2\lambda R_0}/T$. При типичных параметрах $\lambda = 3$ см, $R_0 = 10$ км, $T = T_0 = 0,23$ с, $U_0 = 100$ м/с эта неопределенность составляет 10 км. Таким образом, для оптимального времени накопления T_0 разрешающая способность по координате x является очень низкой.

Однако если радиальные скорости V_y определить независимым способом, например, с точностью ΔV_y , то при $\Delta V_y > \lambda/2T$ разрешающая способность по параметру x , согласно уравнению (34), составит $\Delta x \leq (\Delta V_y/U_0)R_0$, что соответствует угловой ширине диаграммы направленности синтезированной антенны $\theta_{ca} = \Delta V_y/U_0$. При $\Delta V_y = 1$ м/с и $U_0 = 100$ м/с θ_{ca} составляет всего 10^{-2} рад ($0,6^\circ$).

В результате можно сформулировать окончательные выводы. Анализ движения инерционных рассеивателей в турбулизованной атмосфере показывает, что максимальные допустимые значения времени синтезирования оказываются недостаточными для обеспечения удовлетворительной разрешающей способности скорости частиц, поперечных лучу антенны, и метод синтезированных апертур не имеет заметных преимуществ по сравнению с традиционным доплеровским методом.

Радиолокатор с синтезированной апертурой, установленный на борту летательного аппарата, позволяет достичь высокого пространственного разрешения при измерении радиолокационной отражаемости в облаке, если каким-либо независимым способом измерены радиальные скорости рассеивателей. Подобная методика была реализована в работе [9].

В заключение пользуюсь возможностью выразить благодарность профессору Ю. А. Мельнику за постановку задачи и внимание к работе в процессе ее выполнения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буренин Н. И. Радиолокационные станции с синтезированной антенной. — М., Советское радио, 1972, 160 с.
2. Калажиков Х. Х. К асимптотической теории движения и коагуляционного роста частиц в неоднородных потоках аэродисперсных систем. — Труды ВГИ, 1972, вып. 21, с. 3—14.
3. Левин Б. Р. Теоретические основы статистической радиотехники. — М.: Советское радио, 1969. 752 с.
4. Мельник Ю. А. Некоторые возможности использования метода синтезированных апертур для наблюдения метеорологических объектов. — Труды ГГО, 1978, вып. 411, с. 107—112.
5. Мельничук Ю. В., Смирнова Н. А., Черников А. А. Измерение скорости диссипации кинетической энергии турбулентных движений в облаках и осадках. — Труды ЦАО, 1973, вып. 110, с. 12—21.
6. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. — М.: Наука, ч. 2, 1967, 720 с.
7. Реутов А. П., Михайлов Б. А., Кондратенков Г. С., Бойко Б. В. Радиолокационные станции бокового обзора. — М., Советское радио, 1970, 360 с.
8. Тагарский В. И. Распространение волн в турбулентной атмосфере. — М.: Наука, 1967. 548 с.
9. Atlas D. e. a. Precipitation mapping with an airborne synthetic aperture imaging radar. — J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 24, p. 3445—3453.
10. Beard K. V. Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft. — J. Atm. Sci., 1976, v. 33, N 5, p. 851—864.
11. Harger R. O. Synthetic aperture radar systems. Theory and design. — New York — London, Acad. press, 1970, 240 p.

К ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ОЦЕНКЕ ЗРИТЕЛЬНОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПЕРСПЕКТИВНЫХ СРЕДСТВ ОТОБРАЖЕНИЯ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Введение

В составе современных метеорологических радиолокаторов (МРЛ) обычно используются «темновые» радиолокационные индикаторы. Однако индикатор перспективного МРЛ, как и индикаторы большинства радиоэлектронных средств (РЭС) других типов, должен быть «яркостным», например телевизионным. Это требование базируется на разнообразных психофизиологических и медицинских данных, характеризующих отрицательное влияние пониженной освещенности на зрительный аппарат и организм человека в целом [10].

Создание аппаратуры отображения РЭС должно предусматривать количественную эргономическую оценку этой аппаратуры, поэтому ранее был предложен методический подход, позволяющий учесть три фактора — светотехнические характеристики индикатора и рабочего места в целом, продолжительность решения зрительных задач и физиологические показатели утомляемости зрительного аппарата наблюдателя. Этот подход базируется на понятии о зрительной эффективности индикатора, определяемой совокупностью показателей светотехнической обстановки, качества выполнения наблюдателем зрительной работы и утомляемости его зрительного аппарата.

В настоящей статье рассмотрена методика, позволяющая сопоставлять в лабораторно-производственных условиях показатели зрительной эффективности панорамного индикатора, и изложены предварительные результаты измерений.

Эксперименты были выполнены в полунатурных условиях в лаборатории промышленной светотехники Ленинградского научно-исследовательского института охраны труда ВЦСПС. Работой в лаборатории руководили канд. техн. наук А. С. Шайкевич и канд. физ.-мат. наук И. Л. Зельманович. Принятая методика обеспечила моделирование действий оператора, выполнение светотехнических измерений и наблюдения за комплексом физиологических характеристик утомляемости зрительного аппарата. В эксперименте были использованы индикаторы двух типов — телевизионный (ТВ) и темновой радиолокационный (РЛ). Основное внимание было уделено ТВ индикатору как перспективному для МРЛ.

Показатели качества выполнения зрительной работы и утомляемости зрительного аппарата наблюдателя

В настоящей работе обобщенным показателем качества выполнения зрительной работы служила зрительная работоспособность, определяемая по формуле

$$G_3 = P_3 T_3^{-1},$$

где P_3 — вероятность правильного решения зрительной задачи, T_3 — время, необходимое для правильного решения.

В качестве показателей утомляемости зрительного аппарата наблюдателя были использованы следующие характеристики:

реобазы J — наименьшая сила постоянного тока, вызывающего при достаточной длительности его действия возбуждение в живых тканях при наименьшем (пороговом) эффекте;

хроноксия X — наименьшее время действия на ткань постоянного электрического тока удвоенной пороговой силы $2J$, вызывающего возбуждение ткани;

время простой зрительно-моторной реакции T — время между появлением раздражителя и ответной реакцией испытуемого.

Для индикаторов обоих типов было также измерено время переадаптации $T_{\text{па}}$ зрения наблюдателей в режимах «экран — свет» и «свет — экран».

Методика измерений и аппаратура

Индикаторы обоих типов, а также контрольный ТВ индикатор, были подключены параллельно к имитатору обстановки. Радиолокационный индикатор был подобен применяемому в составе МРЛ-1 и МРЛ-2, телевизионный — аналогичен «черно-белым» индикаторам аппаратуры для сбора, обработки и отображения данных о гидрометеобстановке [2—4].

На экранах ТВ и РЛ индикаторов моделировалось радиолокационное изображение в виде нескольких неподвижных прямоугольных отметок. Радиолокационный индикатор был установлен в затемненной кабине. В случае ТВ индикатора освещенность на рабочем месте составляла 300 лк, что соответствует нормам освещения производственных помещений [9]*. Яркость фона при позитивном контрасте изображения (отметок — при негативном контрасте) составляла приблизительно 100...150 кд/м².

Индикаторы работали в режиме кругового обзора. Ситуация на ТВ и РЛ экранах задавалась изменением количества отметок и их положения по дальности и азимуту. Случайное расположение отметок определялось особой программой. Блок-схема измерительного комплекса представлена на рис. 1.

* Нормирование освещенности рабочих мест операторов-метеорологов, как и операторов других РЭС, является самостоятельной (и не решенной пока) задачей.

Оператор-метеоролог обычно наблюдает и анализирует более сложные изображения, поэтому результаты выполненного исследования являются предварительными. Основная его цель, как уже отмечалось, состояла в разработке методики, позволяющей в полунатурных условиях получать количественные сведения о зрительной эффективности индикаторов РЭС.

С целью получения результатов, характеризующих именно звено «индикатор — оператор», было признано необходимым по возможности исключить влияние раздражителей, не связанных со

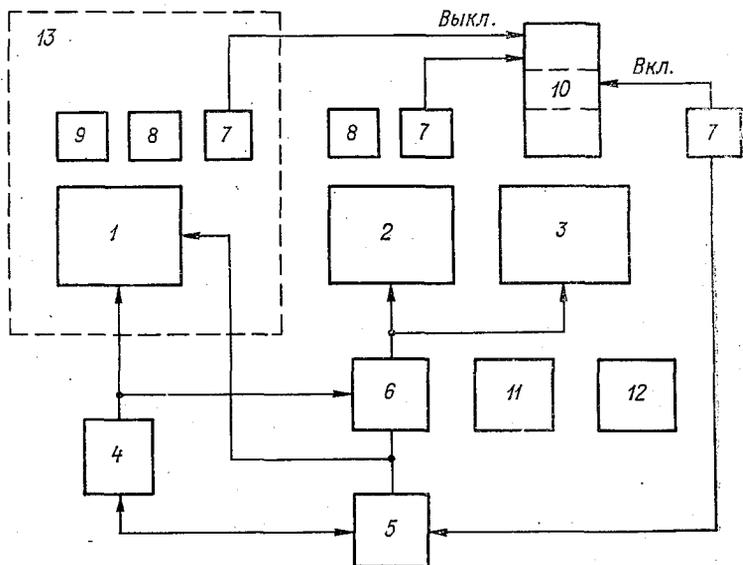


Рис. 1. Измерительная установка.

1 — РЛ индикатор; 2 — ТВ индикатор; 3 — контрольный ТВ индикатор; 4 — блок формирования азимутально-круговой развертки; 5 — имитатор обстановки; 6 — графekonный преобразователь разверток; 7 — устройство управления хронографом; 8 — микрофон; 9 — экран для измерения времени переадаптации; 10 — хронограф; 11 — импульсный электронный стимулятор; 12 — устройство для измерения времени простой зрительно-моторной реакции; 13 — светозащищенная кабина.

зрительной работой и снимать физиологические показатели утомляемости таким образом, чтобы измерения не занимали много времени, но выполнялись в течение всего рабочего дня. Последнее требование предопределило выбор в качестве основных контролируемых физиологических показателей реобазы, хроноксии и времени простой зрительно-моторной реакции.

Исследования были выполнены с участием четырех наблюдателей в возрасте от 20 до 36 лет с нормальным зрением. Как показано в работе [5], при таком количестве наблюдателей надежность измерений близка к 0,9. Расстояние до экрана выбиралось самим наблюдателем и составляло обычно около 50 см. При из-

мерениях зрение наблюдателя было адаптировано на тот или иной экран. Продолжительность рабочего дня составляла 4 ч.

Основная программа эксперимента предусматривала: обнаружение первой появившейся на экране отметки; визуальное определение координат отметки при помощи формируемых на экране меток азимута и дальности; устный доклад о координатах отметки.

Время, затраченное на снятие координат и доклад, не фиксировалось. Выполнение этих операций несколько увеличивало загруженность наблюдателя и повышало его утомляемость. Однако результаты измерений артериального давления, которое у всех наблюдателей в течение рабочего дня практически не возрастало, свидетельствовали о том, что нервно-физическая нагрузка наблюдателей была сравнительно небольшой.

Помимо наблюдателя в каждом опыте участвовал экспериментатор, который размещался за контрольным ТВ индикатором. Когда линия развертки проходила через отметку 0° , экспериментатор включал устройство имитации обстановки и запускал хронограф. Выключал хронограф наблюдатель, обнаружив отметку на экране.

В силу того что контраст отметки на ТВ и РЛ экранах был достаточно большим, а продолжительность обнаружения отметки T_3 заранее не устанавливалась, вероятность обнаружения P_3 составляла не менее 0,9. Поэтому приводимые ниже значения T_3 соответствуют зрительной работоспособности G_3 .

Реобазы I и хронохсия X измерялись при помощи импульсного электронного стимулятора ИЭС-01 согласно инструкции. В соответствии с рекомендациями [8], измерения показателей I и X выполнялись трехкратно для каждого глаза. При измерении времени простой зрительной-моторной реакции раздражителем служила зажигаемая электролампа, ответная реакция состояла в выключении света. Согласно рекомендациям, изложенным в работе [2], измерения выполнялись десятикратно.

Время переадаптации измерялось следующим образом. Возле РЛ экрана был установлен щит белого цвета. На щите были расположены случайным образом черные буквы углового размера $20'$. В процессе работы наблюдателя с индикатором щит внезапно освещался (яркость — 700 кд/м^2) и включался секундомер. Когда наблюдатель начинал считать буквы, секундомер выключался. В режиме «свет — экран» время $T_{\text{па}}$ определялось от момента выключения внешнего освещения до момента снятия наблюдателем информации с РЛ экрана. В случае ТВ экрана яркость второго поля составляла не менее 10^3 кд/м^2 .

В настоящее время показатели утомляемости операторов, вызываемой зрительной работой по снятию информации с экрана индикатора, не нормированы. Поэтому представляют интерес физиологические сдвиги, возникающие у одних и тех же испытуемых при выполнении ими различных зрительных работ, в том числе прошедших нормирование. С целью получения таких данных почасо-

вые значения J , X и T были определены в процессе выполнения канцелярской работы, чередуемой с наблюдениями за РЛ экраном.

Результаты измерений и их обсуждение

Как уже отмечалось, в процессе опытов зрение наблюдателя было адаптировано на тот или иной экран. Установлено, что при этом условии тип индикатора практически не влияет на зрительную работоспособность, характеризуемую временем T_z . Приблизительно аналогичные по смыслу результаты опубликованы в работе [4].

С учетом эффекта переадаптации ситуация существенно изменится: если для РЛ экрана время переадаптаций составляет около 6 с в режиме «экран — свет» и примерно 4 с в режиме «свет — экран», то для ТВ экрана это время пренебрежимо мало в обоих случаях. Иначе говоря, использовать РЛ индикатор в режиме прерывистого наблюдения за экраном, выполняя одновременно записи или расчеты, при нормальной освещенности рабочего места невозможно, если период изменения обстановки на экране $T_{об}$ составляет 5 с и менее. При $T_{об} > 5$ с оператор имеет возможность

Т а б л и ц а

Средние часовые значения характеристик работоспособности и утомляемости наблюдателей при съеме изображения с экранов РЛ и ТВ индикаторов

Условия выполнения зрительной работы	Контролируемый показатель	Характеристика	Время работы наблюдателя, ч			
			1	2	3	4
Съем изображения с РЛ и ТВ экрана	Реобазис	$J_{рл}/J_{тв}$	4,42	2,22	2,47	1,92
	Хроноксия	$X_{рл}/X_{тв}$	1,31	1,75	1,57	1,47
	Простая зрительно-моторная реакция	$T_{рл}/T_{тв}$	≈ 1	1,05	≈ 1	≈ 1
Съем изображения с ТВ экрана при позитивном и негативном контрасте	Среднее время поиска	$T_{з н}/T_{з п}$	1,25	1,2	1,24	1,16
	Реобазис	$J_{н}/J_{п}$	1,27	1,45	1,47	1,9
	Простая зрительно-моторная реакция	$T_{н}/T_{п}$	1	1,02	1,02	1,04
Съем изображения с ТВ экрана („позитивный контраст“) в отсутствие и при наличии светофильтра	Среднее время поиска	$T_{з}/T_{з ф}$	1,09	1,25	1,1	1,09
	Реобазис	$J/J_{ф}$	1,44	1,68	1,57	1,38
	Простая зрительно-моторная реакция	$T/T_{ф}$	1,05	1,06	1,06	1,1

снять информацию с РЛ экрана, однако частая переадаптация зрительного аппарата форсирует его утомление.

Результаты измерений характеристик утомляемости наблюдателей, работающих с РЛ и ТВ индикаторами, представлены в таблице. Физиологический смысл этих результатов подлежит уточнению.

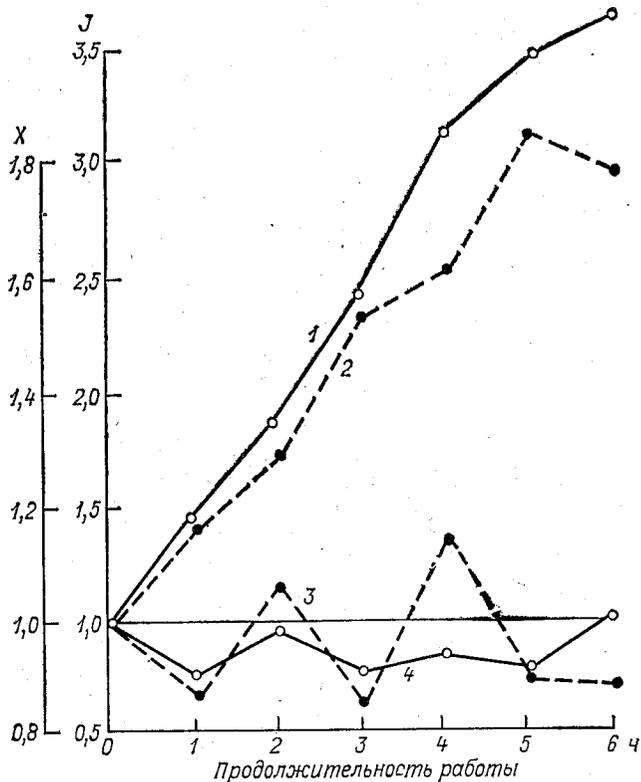


Рис. 2. Изменение относительных значений физиологических показателей: реобазы I (1, 4) и хроноксии X (2, 3) — при выполнении канцелярской работы (3, 4) и наблюдениях за РЛ экраном (1, 2).

На рис. 2 приведены относительные почасовые изменения реобазы и хроноксии. Наблюдатели выполняли канцелярскую работу или же снимали информацию с РЛ экрана.

Далее, была произведена оценка зрительной работоспособности и утомляемости при съеме изображений с телевизионного индикатора при позитивном и негативном контрасте (в таблице индексы «п» и «н» соответственно). Полученные данные приведены в таблице.

Затем оценивалось влияние светофильтра на зрительную работоспособность и утомляемость оператора. На экране формировалось изображение с положительным контрастом. Из приведенных в таблице результатов измерений следует, что при наличии светофильтра (в таблице индекс «ф») утомляемость зрения меньше. Светофильтры были либо нейтральными, либо имели коэффициент пропускания $\tau_{\text{п}} \approx 0,5$, коэффициент отражения $\rho_0 \approx 0,06$ и коэффициент преломления $\eta_{\text{пр}} \approx 1,4$.

Исследованную задачу — обнаружение одиночной прямоугольной отметки на фоне строчного раstra и калибрационных меток — полезно сопоставить по продолжительности решения с другими зрительными задачами, предусматривающими обнаружение и распознавание одиночных объектов простой формы при наличии зрительного сканирования и без него.

Заключение

1. В качестве эргономического показателя визуальных индикаторов РЭС может быть рекомендована зрительная эффективность, определяемая совокупностью характеристик зрительной работоспособности оператора и утомляемости его зрительного аппарата с учетом светотехнических факторов.

2. Результаты измерений отражают преимущества ТВ индикаторов перед темновыми РЛ индикаторами. Полученные материалы являются дополнительным обоснованием принятой в работе [6] ориентации на внедрение в МРЛ яркостных ТВ индикаторов.

3. Рассмотренные методические приемы целесообразно опробовать в реальных условиях эксплуатации МРЛ различных типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аппаратура отображения обобщенной метеорологической информации на цветном и черно-белых телевизионных экранах/Б. Н. Литвак, В. К. Михайлов, Э. А. Новичев и др. — Труды ГГО, 1979, вып. 430, с. 142—148.

2. Бойко Е. И. Время реакции человека. — М.: Медицина, 1964.

3. Буквенно-знаковое отображение метеорологической информации на основе графического преобразования/Б. Н. Литвак, В. К. Михайлов, В. А. Петрушевский и др. — Труды ГГО, 1978, вып. 411, с. 122—125.

4. Кожин А. М., Либ В. П. Исследования оптимальных соотношений между яркостью сигналов-цифр на телевизионном экране и уровнями внешней освещенности. — М., Проблемы инженерной психологии, вып. II, 1968, с. 305—311.

5. Корнфельд М. И. Погрешность и надежность простейших экспериментов. Успехи физических наук, 1965, т. 85, вып. 3, с. 533.

6. Перспективы развития средств отображения для наземных метеорологических радиолокаторов/Б. Н. Литвак, Ю. А. Мельник, В. А. Петрушевский и др. — Труды ГГО, 1979, вып. 430, с. 127—136.

7. Петрушевский В. А. и др. Аппаратура для комплексного анализа радиолокационной метеорологической информации/В. А. Петрушевский, Н. М. Селивестрова, Г. Ф. Шевела. — Труды ГГО, 1976, вып. 383, с. 103—109.

8. Семеновская Е. Н. Электрофизиологические исследования в офтальмологии. — М.: Медгиз, 1963.

9. Строительные нормы и правила. Ч. II, раздел А. — М.: Издательство литературы по строительству, 1972, с. 14.

10. Шостак В. И. Функциональное состояние организма в условиях пониженной освещенности (обзор). Военно-медицинский журнал, 1970, № 3, с. 28—32.

В. К. Завируха

О ВОЗМОЖНОСТИ ПОЛНОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЯРИЗАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ С ПОМОЩЬЮ ОДНОКАНАЛЬНЫХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СТАНЦИЙ

В последние годы в радиолокационной метеорологии происходит переход к поляризационным методам измерений как в теоретических, так и в экспериментальных исследованиях [3, 7]. При поляризационных исследованиях метеорологических объектов интерпретация их микроструктуры производится по измерениям ортогональных составляющих отраженного сигнала [7]. Дальнейшее развитие поляризационных методов в метеорологии требует анализа полных поляризационных характеристик рассеяния метеорологических образований.

Для стабильных радиолокационных целей полное описание отражательной способности дается матрицей рассеяния. Способы измерения таких матриц описаны в [2, 8].

Для полного описания отражательной способности флуктуирующих целей используют понятия статистической матрицы рассеяния, корреляционной матрицы ее элементов [3] и линейно связанной с ней матрицы Мюллера [4].

Матрица Мюллера связывает вектор-параметры Стокса частично поляризованного излученного сигнала с вектор-параметрами Стокса сигналов, отраженных от флуктуирующих целей при постоянной поляризации облучающей волны [3].

Полное определение поляризационных характеристик метеорологических образований требует измерять все элементы матриц Мюллера флуктуирующей радиолокационной цели с использованием поляризационной модуляции одновременно как в передающей, так и в приемной антеннах РЛС. По характеру измерений этот способ может быть назван косвенным, поскольку необходимо измерять последовательность мощностей отраженного сигнала для определенного набора поляризаций передающей и приемной антенн РЛС. Таким образом, элементы матрицы Мюллера можно определить из измеренной последовательности мощностей, функционально связанной с этой матрицей.

Измеренная мощность отраженного сигнала в общем случае, согласно [8], определяется уравнением

$$P = S * MS, \quad (1)$$

где M — матрица Мюллера радиолокационной цели; S — вектор-параметр Стокса передающей антенны; S^* — вектор-параметр Стокса приемной антенны; * — знак транспонирования.

Запишем уравнение (1) в развернутом виде и произведем матричное перемножение:

$$S = \begin{pmatrix} i \\ v \\ q \\ u \end{pmatrix}; \quad M = \begin{pmatrix} m_{11}m_{12}m_{13}m_{14} \\ m_{21}m_{22}m_{23}m_{24} \\ m_{31}m_{32}m_{33}m_{34} \\ m_{41}m_{42}m_{43}m_{44} \end{pmatrix};$$

$$P = i^2m_{11} + v^2m_{22} + q^2m_{33} + u^2m_{44} + ivm_{12} + iqm_{13} + ium_{14} + \\ + ivm_{21} + iqm_{31} + ium_{41} + vqm_{23} + vim_{24} + qum_{34} + \\ + vqm_{32} + vim_{42} + qum_{43}. \quad (2)$$

Поскольку для случая обратного рассеяния матрица Мюллера является симметричной [7], уравнение (2) содержит 10 неизвестных:

$$P = i^2m_{11} + v^2m_{22} + q^2m_{33} + u^2m_{44} + 2ivm_{12} + 2iqm_{13} + \\ + 2ium_{14} + 2vqm_{23} + 2vim_{24} + 2qum_{34}.$$

Для определения десяти неизвестных элементов матрицы Мюллера требуется решить систему десяти линейных уравнений, коэффициенты которой определяются набором поляризационных параметров передающей и приемной антенн РЛС. В правой части содержатся измеренные последовательности мощностей, соответствующие использованному набору поляризационных параметров антенн.

Важно отметить, что хотя бы одна из десяти поляризаций должна быть отличной от линейной, иначе система уравнений не будет иметь однозначного решения.

Таким образом, совокупность десяти измеренных мощностей отраженного сигнала позволяет определить все элементы матрицы Мюллера для распределенных радиолокационных целей при однопозиционном наблюдении.

Опытная проверка изложенного выше метода была произведена с использованием метеорологического радиолокатора МРЛ-1. Для осуществления управления поляризационными характеристиками излучения перед облучателем антенны МРЛ-1 была установлена вращающаяся поляризационная решетка.

Дистанционное управление вращением поляризационной решетки вокруг своей оси позволило получать различные поляризационные характеристики излучения [3, 9]. После выбора исследуемого объема метеорологического образования, производилось его стробирование по дальности в пределах разрешающей способности используемого радиолокатора и измерялась мощность отраженного сигнала с помощью имеющихся в МРЛ-1 измерительных приборов.

Выбор интервалов стробирования по дальности осуществлялся с учетом пространственных радиусов корреляции исследуемых типов метеобразований. Интервалы осреднения измеренной мощности отраженного сигнала для 10 различных поляризаций излучения ограничивались временем корреляции процессов, протекающих в атмосфере, и составляли от 30 до 90 с.

Усреднение мощности отраженного сигнала при каждом из 10 поляризационных измерений производилось в соответствии с разработанными и применяемыми в настоящее время в радиометеорологии методами [7]. Для каждой полученной серии из 10 измерений рассчитывались значения элементов матрицы Мюллера.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что предлагаемый метод определения поляризационных характеристик метеорологических объектов в форме матриц Мюллера обладает достаточной чувствительностью и позволяет получить дополнительные данные об отражательной способности объектов наблюдения. Это, в свою очередь, открывает новые возможности в области интерпретации результатов радиолокационного наблюдения физических процессов, протекающих в атмосфере.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Г. Ван де Хюлст. Рассеяние света малыми частицами. — М., ИА, 1961, с. 65—66.
2. Канарейкин Д. Б., Потехин В. А., Шишкин Н. Ф. Морская поляриметрия. — Л.: Судостроение, 1968, с. 92—95, 260—265.
3. Канарейкин Д. Б., Павлов Н. Ф., Потехин В. Л. Поляризация радиолокационных сигналов. — М., Советское радио, 1966, с. 107—136.
4. О'Нейл Э. Введение в статистическую оптику. — М.: Мир, 1966, с. 208—214.
5. Розенберг Г. В. Вектор-параметр Стокса. — Успехи физических наук, 1955, т. 56, вып. 1, с. 88—93.
6. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1973, с. 160—184, 73—75 с.
7. Теоретические основы радиолокации. Под ред. В. Е. Дулевича. — М., Советское радио, 1978, с. 487—489.
8. Хойнен Р. Измерение матрицы рассеяния целей. — ТИИЭР, 1965, т. 53, № 8, с. 1074—1085.
9. Ниупеп J. R. Phenomenological Theory of Radar Targets. — Rotterdam, Drukkerij Brouder — Offest, N. Y., 1970, p. 16—18.

А. Е. Веселкин, Б. А. Гуреев, Ю. Ф. Моисеев

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ СЕЛЕКТИВНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ ПРИ ОПТИЧЕСКОМ ЛОЦИРОВАНИИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

В исследовании метеорологических объектов все большее распространение получают локационные устройства оптического диапазона волн. Наряду с увеличением информативности таких сис-

тем возникает ряд трудностей, связанных с учетом влияния процессов рассеяния, рефракции, дисперсии и селективного поглощения, сопровождающих распространение оптического излучения в атмосфере. Это обусловлено тем, что в таких условиях спектр излученного сигнала подвергается существенным изменениям. В работах [1...3] исследовалось влияние рассеяния, турбулентности и дисперсии на распространение оптических сигналов.

В настоящей работе сделана попытка оценить возможное влияние селективного поглощения атмосферных газов на спектр и форму широкополосного оптического лазерного сигнала.

В статье рассматривается распространение в атмосфере резко ограниченного цуга волн, длительность которых определяется по формуле

$$2\tau = L/C, \quad (1)$$

где L — длина цуга, C — скорость света.

Для фиксированной точки пространства сигнал можно описать так

$$S(t) = A_0 \cos \omega_0 t \quad \text{при } -\tau \leq t \leq \tau; \quad (2)$$

$$S(t) = 0 \quad \text{при } -\tau \geq t \geq \tau,$$

где A_0 — амплитуда сигнала, ω_0 — круговая частота.

Известно, что спектральная интенсивность сигнала такого вида при $A_0 = 1$ выражается соотношением

$$I_0(F) = \frac{1}{\pi} \left[\frac{\sin^2 2\pi\tau}{F - F_0} + \frac{2I_n^2 2\pi(F + F_0)\tau}{(F^2 - F_0^2)} \sin 2\pi(F - F_0)\tau \right]. \quad (3)$$

Полная энергия передаваемого импульса определяется по формуле

$$I_0 = \int_{-\infty}^{\infty} I_0(F) dF. \quad (4)$$

В ряде случаев в области частот, близких к частотам генерации лазеров, используемых в системах лазерной связи и локации ($\lambda = 0,69$ мкм, $\lambda = 10,6$ мкм и др.) имеются достаточно узкие линии поглощения, соответствующие электронным или колебательным переходам молекул атмосферных газов (CO_2 , H_2O , O_2 и т. д.). Для узкополосного сигнала, у которого ширина спектра значительно меньше ширины линии поглощения, изменение интенсивности сигнала при распространении через атмосферу может быть рассчитано по закону Бугера:

$$I_F = I_{F_0} e^{K_F U}, \quad (5)$$

где K_F — коэффициент поглощения для частоты F , U — масса поглощающего газа на единицу площади.

В случае широкополосного сигнала использовать закон Бугера нельзя, так как коэффициент поглощения сильно меняется в пределах полосы частот сигнала. Однако в некоторых случаях может быть известна спектральная зависимость излучения при его вертикальном распространении через слой атмосферы. В этом случае можно этот слой атмосферы представить в виде селективного четырехполюсника, имеющего передаточную функцию вида:

$$K = (1 - K_{F_x}), \quad (6)$$

где K_{F_x} — спектральная зависимость ослабления излучения слоем конечной толщины. Данные о K_{F_x} можно найти, например, в [4].

Спектральная интенсивность рассматриваемого нами сигнала, прошедшего через слой конечной толщины, определяется из соотношения

$$I_{\text{пр}}(F) = \frac{1}{4\pi^2} \left[\frac{\sin^2 2\pi\tau(F-F_0)}{(F-F_0)^2} + \frac{2\sin 2\pi\tau(F+F_0)\sin 2\pi\tau(F-F_0)}{(F^2-F_0^2)} (1 - K_{F_0}) \right]. \quad (7)$$

Используя обратное преобразование Фурье, можно получить форму оптического сигнала на выходе приемного устройства:

$$I_{\text{пр}}(T) = I_0(T) - \frac{1}{4\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \left[\frac{\sin^2 2\pi\tau(F-F_0)}{(F-F_0)^2} + \frac{2\sin 2\pi\tau(F+F_0)}{(F^2-F_0^2)} \right] \times \\ \times \sin 2\pi\tau(F-F_0) K_{F_0} e^{i2\pi FT} \Delta F \Big]. \quad (8)$$

Полученные результаты следует проанализировать для некоторых частных случаев. Работа лазеров в режиме синхронизации мод позволяет генерировать импульсы, длительность которых приближается к величине, обратной ширине контура люминесценции соответствующего рабочего перехода. Так, например, на длине волны генерации ниодиевого лазера ($\lambda = 1,06$ мкм) длительность импульсов составляет менее 1 пс, что соответствует ширине спектра сигнала $3 \cdot 10^3$ ГГц, для рубинового лазера длительность импульсов составляет несколько пикосекунд (ширина спектра 10^2 ГГц). Разработка лазеров, работающих на смесях газов при давлении выше атмосферного, позволяет и в других участках спектра оптического диапазона генерировать ультракороткие сигналы. Так, для лазера, работающего на смеси $\text{CO}_2:\text{N}_2:\text{He} = 1:1:4$, при давлении 5068 гПа ширина линии люминесценции составит $\Delta F = 1,2 \cdot 10^2$ ГГц [4], что позволяет, в принципе, генерировать импульсы длительностью $\tau \leq 10^{-11}$ с.

Спектр поглощения атмосферы вблизи линии генерации лазеров, наиболее часто используемых в системах лазерной связи и локации, достаточно хорошо изучен [4].

Спектральный коэффициент ослабления излучения для слоя атмосферы конечной толщины описать распределением Лоренца:

$$K = \frac{S_i}{\pi} \frac{\Delta F}{(F - F_0) + \Delta F_n^2} \quad (9)$$

С учетом неселективного поглощения суммарный коэффициент ослабления излучения определяется по формуле

$$K_{\Sigma} = K_0 + K_y \frac{\Delta F_n^2}{(F - F_n) + \Delta F^2} \quad (10)$$

Значения коэффициентов, полуширина линий и их центральные частоты для рассматриваемых случаев приведены в табл. 1 [4].

Таблица 1

Спектральные характеристики поглощения атмосферы

Характеристика	λ мкм			
	0,53	0,69	1,0	10,6
Коэффициент спектрального ослабления K_0	0,1	0,2	0,1	0,2
Коэффициент селективного ослабления K	0,06	0,6	0,04	0,1
Центральная частота контура поглощения $F_{ц}$ Гц	$20 \cdot 10^{14}$	$4,32338 \cdot 10^{14}$		
Полоса частот контура поглощения $\Delta F_{ц}$ Гц	$20 \cdot 10^9$	$6,32 \cdot 10^9$	$2 \cdot 10^9$	$1,7 \cdot 10^9$

Рассмотрим характер искажения зондирующего импульса длительностью $2\tau = 0,4$ нс для случая совпадения центральной частоты излучения F и частоты поглощения ($F = F_n$).

Функция поглощения, определяемая на основании выражения (8) с учетом спектральной зависимости для коэффициента ослабления, найдена для значений соответствующих $\lambda = 0,69$ мкм для случая совпадения центральных частот излучения и поглощения, приведенных в табл. 1. С помощью вычислительной машины БЭСМ-4 функция поглощения найдена для различных значений коэффициента поглощения K , что соответствует распространению излучения по ограниченному пути.

Форма импульса на выходе детектора идеального приемника приведена на рис. 1.

Анализ характера ожидаемых искажений позволяет сделать следующие выводы.

1. При использовании участков спектра оптического и ИК диапазона волн, для которых центры поглощения и излучения совпадают (например, $\lambda = 0,69$ мкм и $\lambda = 10,6$ мкм), оптический импульсный сигнал, прошедший слой селективной среды в опреде-

ленных условиях, претерпевает искажения, результирующее влияние которых на форму сигнала эквивалентно высокочастотному дифференцированию. Продетектированный сигнал при этом представляется раздвоенным импульсом. Это необходимо учитывать при анализе отраженного сигнала, полученного от достаточно удаленных объектов.

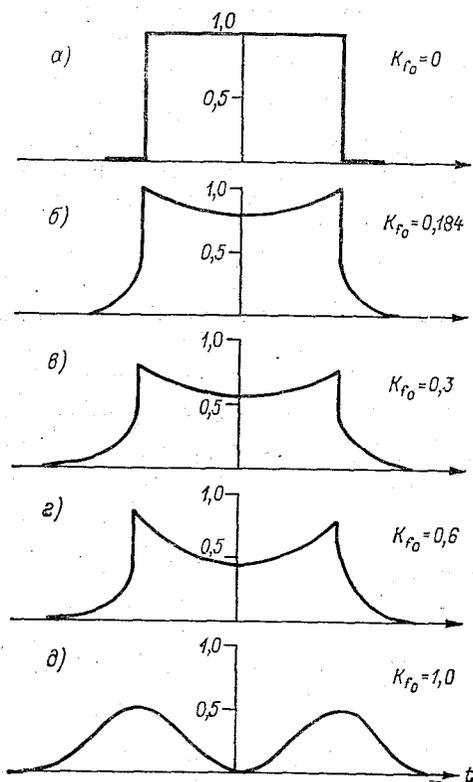


Рис. 1. Изменение формы продетектированного зондирующего импульса при различных значениях коэффициента селективного поглощения K_{f_0} :

Рисунок	а	б	в	г	д
K_{f_0}	0	0,184	0,3	0,6	1,0

2. Ввиду того что в результате селективного поглощения в рассматриваемых условиях более сильное ослабление претерпевает низкочастотная часть спектра зондирующего сигнала, а дисперсионные искажения вызывают более интенсивное ослабление высокочастотной части спектра [3], то следует ожидать некоторое компенсирующее влияние дисперсионных искажений на форму принимаемого сигнала при условии их одновременного воздействия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вайцель В. И. Оптическое гетеродинирование через турбулентную атмосферу. — Радиотехника и электроника, 1971, № 2, с. 439—442.
2. Егоров Ю. П. Воздействие атмосферных флуктуаций на гетеродинный прием двухчастотных сигналов оптического диапазона. — Радиотехника и электроника, 1972, № 6, с. 1312—1315.
3. Trans on microwave theory and Techniques vol; MTT-5, p. p. 254—257, oct. 1957, P. S. Elliot „Pulse waveform P. L. degradation due to dispersion in waveguides” IEE.
4. Land P. L. Atmospheric absorption and daser Radiaphon Ohio state university Engineering Publications Bulletin 199, Columbus, Ohio, 1967.

СОДЕРЖАНИЕ

Николай Фаддеевич Котов (1903—1979 гг.)	3
Г. Г. Щукин, Ж. Д. Алибегова, Л. П. Бобылев, Ю. А. Довгалою, А. В. Зинченко, И. А. Тарабукин. Об использовании модельных представ- лений и эмпирических данных в задаче пассивно-активного радиолокацион- ного зондирования облаков и осадков	7
Г. Г. Щукин, Л. П. Бобылев, В. Н. Вьюгинов, Я. К. Ильин, А. И. Ляш- ко. Экспериментальное радиотеплолокационное определение влагосодержа- ния облачной атмосферы	18
Л. П. Бобылев, Г. Г. Щукин. Информативность, точность и оптималь- ные условия косвенных наземных радиотеплолокационных измерений интег- рального содержания водяного пара атмосферы, водозапаса и эффектив- ной температуры облаков	26
А. С. Новокрещенова, Г. Г. Щукин. К методике определения содержа- ния водяного пара в атмосфере по совместным ИК и СВЧ радиометриче- ским измерениям	40
А. В. Рыжков. Влияние инерции гидрометеоров на статистические ха- рактеристики радиолокационного сигнала	49
Г. Г. Щукин, Ю. А. Мельник, С. М. Гальперин, Я. К. Ильин, Н. Ф. Ми- хайлов, А. В. Рыжков. Оценка условий распространения радиоволн над морем радиометрическим методом	55
Г. Г. Щукин, Ю. А. Мельник, И. В. Андреев, А. М. Бриккер, С. М. Галь- перин, В. В. Кашинов, Н. Ф. Михайлов, А. В. Рыжков, В. И. Селицкая, Л. И. Чуканов. К вопросу определения тропосферной рефракции	69
К. С. Жупахин. К уравнениям дальности и вероятности радиолокаци- онного обнаружения метеоцелей	80
Н. И. Новожилов, З. Н. Бакурина. О механизме изменений высоты низкой облачности (опыт мезоанализа)	88
Н. Д. Попова, Г. Г. Щукин. О характере летних осадков в районе Воейково Ленинградской области	93
А. М. Гудыма, А. Г. Линева, Ю. А. Мельник, Т. П. Паршута, В. А. Пет- рушевский, Г. Ф. Шевела. К вопросу о развитии автоматизированного ра- диолокационного комплекса штормоповещения	98
А. В. Рыжков. О возможности использования метода синтезированных апертур в задачах радиолокационной метеорологии	107
А. В. Аствацатуров, П. И. Демченко, Б. Н. Литвак, Л. А. Серебров .	

<i>В. Л. Шмелевич.</i> К экспериментальной оценке зрительной эффективности перспективных средств отображения радиолокационной метеорологической информации	119
<i>В. К. Завируха.</i> О возможности полного определения поляризационных характеристик метеорологических образований с помощью одноканальных радиолокационных станций	126
<i>А. Е. Веселкин, Б. А. Гуреев, Ю. Ф. Моисеев.</i> Исследование влияния селективного поглощения при оптическом лоцировании метеорологических объектов	128

Труды ГГО, вып. 451

**МЕТОДЫ АКТИВНОЙ И ПАССИВНОЙ РАДИОЛОКАЦИИ
В МЕТЕОРОЛОГИИ**

Редактор О. В. Лапина. Технический редактор В. И. Семенова.
Корректор А. В. Хюркес

Н/К. Сдано в набор 09.03.82. Подписано в печать 12.11.82. М-33161. Формат 60×90/16. Бум. тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 9. Кр.-отт. 9,25. Уч.-изд. л. 9,64. Тираж 650 экз. Индекс МЛ-171. Заказ № 418. Цена 65 коп. Заказное. Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23. Сортавальская книжная типография Государственного комитета Карельской АССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Сортавала, Карельская, 42.