

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

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

Выпуск 535

**МЕТОДЫ АКТИВНОЙ И ПАССИВНОЙ
РАДИОЛОКАЦИИ В МЕТЕОРОЛОГИИ**

Под редакцией

*д-ра физ.-мат. наук Г. Г. Шукина,
д-ра техн. наук В. Д. Степаненко,
д-ра техн. наук Ю. А. Мельника*



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1991

Т78

551.501.81

УДК 551.521 + 551.501.81 (061.6)

Содержатся результаты теоретических и экспериментальных исследований метеорологических характеристик безоблачной атмосферы, атмосферных образований и морской поверхности методами активной и пассивной радиолокации, выполненных в 1987-1988 гг.

Представлены работы по исследованию характеристик поверхности суши и ледяного покрова. Рассматриваются вопросы построения, автоматизации и исследования радиофизической аппаратуры.

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

The publication contains the results of theoretical and experimental studies on the meteorological characteristics of cloudless atmosphere, atmospheric formations and sea surface using active and passive radar techniques which were made in 1987-1988.

There are presented studies on the characteristics of land surface and ice cover. The problems of constructing, automating and investigating radiophysical equipment are examined.

The publication is meant for research workers and engineers dealing with the problems on atmospheric physics, radiophysics, radio engineering. It is recommended also to students of senior courses of related specialities.

555 244

Институт географии
Географический институт
БИБЛИОТЕКА
М-н 195196 Малосуктинский пр., 58

М 1805040400-069 32-90(1)
069(02)-91

© Главная геофизическая обсерватория
им. А. К. Воейкова (ГГО), 1991 г.

*А. Г. Горелик, Ю. А. Фролов, Г. Г. Шукин,
В. Ф. Логунов, А. С. Новокрещенова,
Н. Д. Попова, Т. А. Точилкина, П. О. Шишков*

МИКРОВОЛНОВЫЕ МЕТОДЫ ВЛАЖНОСТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

Изучение физических процессов в атмосфере, связанных с образованием облачности, привлекало и продолжает привлекать внимание широкого круга специалистов, разрабатывающих методы активного воздействия на облака с целью вызвать дополнительные осадки в засушливых районах. Ввиду быстротечности процессов образования облачности и осадков, для их изучения весьма перспективны дистанционные методы, основанные на применении новейших достижений в области радиотехники и электроники. К ним относятся получившие широкое развитие в последние годы СВЧ-радиометрические методы, основанные на приеме собственного радиотеплового излучения изучаемого объекта.

Опубликован ряд работ, в которых достаточно подробно обсуждаются вопросы, связанные с определением оптимальных длин волн, на которых должны проводиться такие измерения /1, 2/. Подавляющее большинство экспериментальных работ выполнено для равнинных условий /3/, а также для акватории океана /4/. На основании данных работ /5, 6/, а также /7, 8/ можно сформулировать и обосновать технические требования к СВЧ-радиометрической аппаратуре, предназначенной для определения влагозапаса в атмосфере. Для обоснования этих требований изучалась связь между температурой и влажностью у земной поверхности и общим влагосодержанием атмосферы, полученным по данным радиозондирования. Такие исследования проводились в Европейской части СССР в районах г. Москвы и г. Ленинграда, в океанических районах Мирового океана, в условиях высокогорья Киргизии и Армении /9–11/.

Анализ результатов этих работ показывает, что в „равнинных” условиях корреляционная связь между общим содержанием парообразной влаги в атмосфере и влажностью у земной поверхности достаточно высокая, так что измерив влажность можно с достаточно высокой точностью „предсказать” общее содержание водяного пара в атмосфере. Для условий высокогорья такая взаимосвязь прослеживается не настолько четко. При сопоставлении данных метеорологических и радиометрических измерений, выполненных на побережье Черного моря, также не обнаружено тесных связей между влажностью у земной поверхности и общим влагосодержанием атмосферы.

В связи с этим разработка СВЧ-радиометрических методов, которые могли бы обеспечить точность определения содержания водяного пара в атмосфере, превышающую точность обычного радиозондирования, представляет значительный интерес.

Для определения влагосодержания атмосферы в отсутствие облачности при наземном зондировании используют корреляционные зависимости типа

Таблица 1

Значение коэффициентов a_λ (числитель) и b_λ (знаменатель)
по данным различных авторов

	$\lambda = 0,8 \text{ см}$		$\lambda = 1,35 \text{ см}$	
ГГО			3,28	1,72
НИРОИ	17,3	0,3	9,1	1,54
ЦАО	12,8	0,69	9,1	1,76

$$T_{я\lambda} = a_\lambda + b_\lambda Q; \quad \tau_\lambda = a'_\lambda + b'_\lambda, \quad (1)$$

где Q — влагозапас атмосферы; $T_{я\lambda}$, τ_λ — зенитные значения радиояростной температуры и оптической толщины атмосферы на длине волны λ ; a , b , a' , b' — некоторые коэффициенты.

В табл. 1 приведены значения a_λ и b_λ для длин волн 0,8 и 1,35 см, полученные в работах /3, 12–14/. Разброс значений коэффициентов приводит к неоднозначности интерпретации результатов измерений $T_{я}$ или τ . Так, „погрешность” или неоднозначность в определении коэффициента $a_{1,35}$ всего на $7 \cdot 10^{-3}$ приводит к погрешности определения Q для зимы 1–2 кг/м², что может составить от 50 до 100 % измеряемой величины, т. е. СВЧ-радиометрические измерения вообще теряют смысл. Для лета при содержании водяного пара в атмосфере около 30 кг/м² погрешность определения b_λ 10 % приводит к погрешности определения содержания водяного пара более 3 кг/м². При этом необходимо учитывать еще и погрешность, связанную с неоднозначностью определения величины a_λ .

Можно назвать несколько причин расхождения оценок влагозапаса радиометрическими методами:

нелинейный характер зависимости $T_{я}(Q)$, который следует из уравнения переноса излучения;

недостоверность значений Q , получаемых с помощью радиозонтов, особенно в зимний период;

ошибки определения $T_{я}$ вследствие методических погрешностей в калибровке радиометра.

Третья причина представляется наиболее вероятной. Это связано с тем, что в практику калибровки радиометров широко вошли методы, включающие одновременное измерение радиояростных температур неба под различными углами наблюдения. Для таких методов характерно применение уравнения переноса излучения, связывающего радиояростную температуру атмосферы с ее оптической толщиной и средней температурой.

Примером этого рода может служить способ калибровки „по горизонту”. В этом способе радиояростная температура в направлении на горизонт приравнивается к термодинамической температуре воздуха у земной поверхности. Однако указанное значение радиояростной температуры может не совпадать с приземным значением температуры воздуха из-за отличия средней температуры $T_{ср}$ атмосферы вблизи горизонта от темпе-

ратуры воздуха T_0 на нулевой высоте. Например, в летних условиях, характеризующихся большими значениями поглощения, должно иметь место быстрое стремление $T_{\text{ср}}$ к T_0 при уменьшении угла места. Зимой, когда содержание водяного пара в атмосфере незначительно, $T_{\text{ср}}$ на весьма близких к горизонту углах может заметно отличаться от T_0 . Отсюда следует, что калибровка радиометра „по горизонту” может приводить на практике к тем или иным погрешностям в значениях измеряемых радиоярких температур. Очевидно, значение этой погрешности может быть определено лишь в результате исследования влияния неизотермичности атмосферы на угловые характеристики ее микроволнового излучения.

Проводимые ниже исследования основываются на уравнениях [1, 3, 15/

$$T_{\text{я}} = T_{\text{ср}} (1 - e^{-\gamma}) + T_{\text{ф}} e^{-\gamma}, \quad (2)$$

$$T_{\text{ср}} = T_0 - b H \varphi(\gamma), \quad (3)$$

где $T_{\text{я}}$ — радиояркая температура безоблачного неба на длине волны λ ; $T_{\text{ср}}$ — средняя взвешенная по поглощению температура атмосферы; $T_{\text{ф}}$ — эффективная температура космического радиоизлучения; T_0 — температура воздуха у земной поверхности; b — градиент температуры воздуха в тропосфере; H — эквивалентная длина пути поглощения в атмосфере; γ — поглощение при данном угле наблюдения, связанное с оптической толщиной атмосферы τ и углом места θ равенством

$$\gamma = \tau / \sin \theta;$$

$\varphi(\gamma)$ — функция обозначающая выражение

$$\varphi(\gamma) = S(\gamma)(e^{\gamma} - 1)^{-1},$$

где

$$S(\gamma) = \int_0^{\gamma} \frac{e^{-t}}{t} dt = \sum_{k=1}^{\infty} \frac{\gamma^k}{k k!} \quad (4)$$

Параметр H уравнения (3) заменяется выражением

$$H = \alpha_0^{-1} \tau, \quad (5)$$

где α_0 — значение коэффициента поглощения на нулевой высоте.

С учетом равенств (3) и (5) уравнение (2) записывается в виде

$$T_{\text{я}} = (T_0 - b \alpha_0^{-1} \tau \varphi(\gamma)) (1 - e^{-\gamma}) + T_{\text{ф}} e^{-\gamma}. \quad (6)$$

Равенство (3) имеет место в том случае, если в определении $T_{\text{ср}}$ [3/ положить $T(h) = T_0 - b h$, $\alpha(h) = \alpha_0 \exp(-h/H)$, потребовав, чтобы каждая из этих аппроксимаций была в среднем оптимальной. В результате выполненных в работе [15/ оценок, установлено, что использование линейного закона убывания температуры в тропосфере приводит к незначительному расхождению расчетных и наблюдаемых на практике значений радиоярких температур. Экспоненциальная аппроксимация $\alpha(h)$, найден-

ная по указанному выше способу, дает реальную величину оптической толщины атмосферы τ . Адекватность уравнения (6) всему диапазону Q проверялась путем сравнения радиоярких температур в зените, рассчитанных по уравнению (6), со значениями $T_{я}$, рассчитанными из уравнения

$$T_{я} = 3,76 + 1,910 Q - 0,00324 Q^2, \quad (7)$$

приведенного в работе /18/ для $\lambda = 1,35$ см. Расчет $T_{я}$ по формуле (6) проводился по следующей схеме. Для выбранного на интервале $0,5 < Q \text{ кг/м}^2 < 50$ значения влагосодержания определялась величина поглощения τ /18/:

$$\tau \cdot 10^2 = 2,02 + 0,675 Q + 0,0012 Q^2. \quad (8)$$

Для оценки абсолютной влажности воздуха у земной поверхности использовалось выражение /16/

$$Q = 2,6 \rho_0. \quad (9)$$

Значение температуры воздуха у земной поверхности приравнявалось к середине интервала

$$\frac{230 \lg Q - 253}{8 - \lg Q} < t_0 < \frac{230 \lg Q - 133}{7,48 - \lg Q}, \quad (10)$$

получаемого из соотношений /20/

$$\rho_0 = \varphi \rho_H$$

$$\lg \rho_H = 0,686 + \frac{6,9 t_0}{230 + t_0}$$

и условия $0,3 < \varphi < 1$. Давление воздуха p_0 принималось равным стандартному значению, т. е. 760 мм рт. ст.

Результаты расчетов приведены в табл. 2. Сопоставление радиоярких температур, найденных из уравнений (6) и (7), показывает достаточно хорошее согласование их практически во всей области Q , включая те значения, при которых кислород и водяной пар дают равный вклад в радиотепловое излучение. Согласно высказываемым в литературе /19/ предположениям именно в этой части интервала Q должно наблюдаться отклонение $\alpha(h)$ от экспоненциального закона. Наибольшее расхождение (в процентах) отмечается при низких значениях влагосодержания. Это обстоятельство, а также то, что радиояркие температуры $T_{я2}$, рассчитанные по уравнению (7), при всех значениях Q меньше радиоярких температур $T_{я1}$, рассчитанных по уравнению (6), заставило предположить, что в уравнении (7) не учтено космическое излучение. Как видно из данных табл. 2, прибавление к зенитным значениям $T_{я}$, вычисленным из уравнения (7), величины $T_{\Phi} e^{-T}$ приводит к согласованию результатов расчета

Таблица 2

Значение комплексного параметра K_0 и радиоярких температур, рассчитанных по уравнениям (6) и (7)

Q ($\alpha r / m^2$)	τ (Нп)	$T_{я1}$ (К)	$T_{я2}$ (К)	$T_{я2} + T_{\phi1}$ (К)	K_0 , min	K_0 , max	K_{0cp}
0,5	0,024	7,8	4,7	7,6	5,438	5,762	5,596
2	0,038	10,5	7,5	10,7	3,010	3,229	3,116
5	0,054	15,8	13,2	16,0	1,565	1,694	1,628
10	0,089	24,6	22,5	25,2	0,851	0,927	0,888
15	0,124	33,5	31,6	34,3	0,578	0,637	0,603
20	0,160	42,4	40,6	43,2	0,434	0,476	0,454
25	0,196	51,3	49,4	51,9	0,346	0,380	0,362
30	0,234	60,1	58,1	60,5	0,287	0,316	0,301
40	0,309	77,4	74,9	77,1	0,213	0,235	0,223
50	0,388	94,4	91,1	93,2	0,169	0,186	0,177

в пределах десятых долей К. С поправкой на космическое излучение формула (7) записывается в виде

$$T_{я} = 6,70 + 1,890 Q - 0,0032 Q^2.$$

Обычно при использовании формулы (2) среднюю температуру атмосферы полагают равной T_0 , или $T_0 - \Delta T$, где ΔT — некоторая поправка на неизометричность, которую устанавливают ориентировочно. Как следует из проведенного выше анализа, если при расчете $T_{я}$ принять $T_{cp} \approx T_0$, то следует ожидать заметных ошибок в области близких к зениту углов, а если принять $T_{cp} = T_0 - \Delta T$ — в области углов, близких к горизонту.

Уравнение (6) несложными преобразованиями приводится к виду

$$N = (1 - K_0 \tau \varphi(\gamma)) (1 - e^{-\gamma}), \quad (11)$$

где

$$N = \frac{T_{я} - T_{\phi}}{T_0 - T_{\phi}}, \quad (12)$$

$$K_0 = \frac{b \alpha_0^{-1}}{T_0 - T_{\phi}}. \quad (13)$$

Величину N можно рассматривать как безразмерную радиояркую температуру неба, а величину K_0 — как некоторый критерий, определяемый значениями метеопараметров на нулевой высоте. Численный эксперимент показал, что при данном значении τ критерий K_0 изменяется незначительно (см. табл. 2), что приводит к малому относительному изменению величины N , обусловленному разбросом K_0 .

Очевидно, что при переходе к безразмерным величинам в уравнении (2) мы получим

$$N = N_{cp} (1 - e^{-\gamma}), \quad (14)$$

где

$$N_{\text{ср}} = \frac{T_{\text{ср}} - T_{\text{ф}}}{T_0 - T_{\text{ф}}} \quad (15)$$

Величину $N_{\text{ср}}$ можно рассматривать как среднюю безразмерную температуру атмосферы, являющуюся аналогом температуры $T_{\text{ср}}$.

Из формул (11) и (14) следует:

$$N_{\text{ф}} = 1 - K_0 \tau \varphi(\gamma). \quad (16)$$

Преимущество введенной формы уравнения для $T_{\text{я}}$ заключается в том, что число определяющих параметров в уравнении сводится к минимуму. Это значительно облегчает обобщение получаемых результатов.

Выводы могут быть перенесены на соответствующие размерные величины. Действительно, из равенств (12) и (15) следует:

$$T_{\text{я}} = (T_0 - T_{\text{ф}}) N + T_{\text{ф}}, \quad (17)$$

$$T_{\text{ср}} = (T_0 - T_{\text{ф}}) N_{\text{ср}} + T_{\text{ф}}.$$

Кривые $T_{\text{я}}(\theta)$ и $T_{\text{ср}}(\theta)$ получаются из кривых $N(\theta)$ и $N_{\text{ф}}(\theta)$ растяжением их в $(T_0 - T_{\text{ф}})$ раз и последующим параллельным переносом на отрезок $T_{\text{ф}}$ в направлении оси ординат. Данное преобразование сохраняет значения абсцисс характерных точек кривых (экстремумов, точек перегиба и т. п.), т. е. сохраняет качественную картину.

Изменение N в зависимости от θ изучалось на примере двух значений τ , равных 0,1 и 0,5 Нп. Первое из них соответствует относительно сухой атмосфере, второе — атмосфере с высокой влажностью. Были рассчитаны функции $N_1(\theta)$ и $N_2(\theta)$, для которых средняя температура атмосферы $T_{\text{ср}}$ составляла соответственно T_0 и $T - \Delta T$.

На рис. 1 приведены зависимости от θ разностей $N_1 - N$ и $N - N_2$. Представленные кривые дают возможность проанализировать ошибку определения $T_{\text{я}}$, допускаемую как при полном неучете неизомеричности атмосферы ($T_{\text{ср}} = T_0$), так и при частичном ее учете ($T_{\text{ср}} = T_0 - \Delta T$). Как следует из рисунка, максимальное расхождение $N_{\text{т}}$ и N имеет место в области промежуточных значений θ , изменяющихся при $\tau \geq 0,1$ от 4 до 20°.

Рассмотрим влияние неизомеричности атмосферы на значения производной $dN/d\theta$. Продифференцировав по θ функцию (11), получим

$$\frac{dN}{d\theta} = - \frac{\tau \cos \theta}{\sin^2 \theta} (K_0 \tau (1 - e^{-\gamma}) (\varphi(\gamma) - \gamma^{-1} + e^{\gamma})). \quad (18)$$

Подставляя в равенство (18) средние значения K_0 для $\tau = 0,1$ Нп и $\tau = 0,5$ Нп, можно рассчитать значения производной $dN/d\theta$, соответствующие данным τ при различных углах θ . Результаты этих расчетов приведены на рис. 2, из которых видно поведение производных $dN/d\theta$ в наиболее интересной области — в окрестности их максимумов. Для сравнения на рис. 2 приводятся зависимости $dN/d\theta$ от θ при $T_{\text{ср}} = T_0$. Сопо-

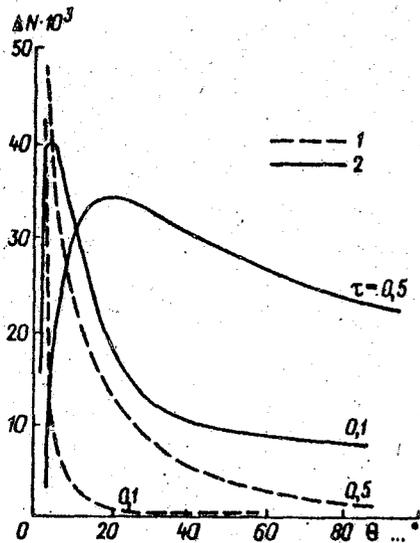


Рис. 1. Зависимость разностей $N_1 - N(1)$ и $N - N_2(2)$ от θ .

ставление кривых показывает, что учет неизоотермичности атмосферы приводит к некоторому изменению положения максимума производных $dN/d\theta$ в сторону меньших значений θ , причем это смещение тем больше, чем больше поглощение. Для рассматриваемых значений τ учет неизоотермичности атмосферы приводит к 10 %-ному отличию максимума $dN/d\theta$.

Анализ результатов расчета показал, что для выбранных значений τ их отношение к значению θ в максимуме $dN/d\theta$ (обозначим его θ_m) остается приблизительно постоянным для обеих кривых. Если данная закономерность распространяется на все значения τ , то ее можно представить простой зависимостью вида $\tau = c \theta_m$, где c — постоянный коэффициент.

Для исследования связи между τ и θ_m решалось уравнение $d^2N/d\theta^2 = 0$ относительно θ . Использование выражения (14) позволило получить

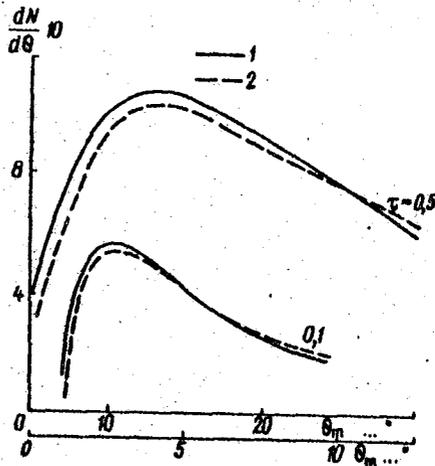


Рис. 2. Зависимость производной $dN/d\theta$ от угла θ при $T_{cp} = T_0 - \Delta T(1)$.

соотношение между оптической толщиной τ и θ_m

$$\tau = 2 \theta_m, \quad (19)$$

при этом неизотермичность атмосферы не учитывается. Связь между τ и θ_m с учетом неизотермичности определялась из уравнения для второй производной функции (11). Численный эксперимент показал, что при учете неизотермичности атмосферы угловое положение максимума $dT_{\text{я}}/d\theta$ связано с оптической толщиной τ соотношением

$$\tau = 2,2 \theta_m, \quad (20)$$

если θ_m выражено в радианах,
или

$$\tau = 0,0384 \theta_m, \quad (21)$$

если θ_m выражено в градусах.

Таким образом исследования показали, что угловое положение ($dT_{\text{я}}/d\theta$) линейно связано с оптической толщиной и может быть использовано для оценки τ . Сравнение новой (20) и прежней (19) зависимостей показывает, что учет неизотермичности атмосферы улучшает точность определения τ по положению максимума $dT_{\text{я}}/d\theta$ на 10% (независимо от значения τ). Следует отметить, что такой метод определения τ требует точной установки угла. Исключив из уравнений (8) и (20) оптическую толщину τ , можно получить связь углового положения максимума $dT_{\text{я}}/d\theta$ с интегральным влагосодержанием Q .

Влажностное зондирование атмосферы проводилось в течение ряда сезонов при помощи автоматизированного радиометрического комплекса на Карадагской полевой экспериментальной базе ГГО им. А. И. Воейкова. Комплекс состоит из двух СВЧ-радиометров с длинами волн 0,8 см и 1,35 см, ИК-радиометра, работающего в полосе 6–12 мкм, и системы автоматического управления (САУ). Программное обеспечение радиометрического комплекса позволяет проводить как измерения в режиме непрерывного сканирования, так и ступенчатое зондирование атмосферы в автоматическом режиме.

Обработка сигнала осуществлялась по разным программам и включала в себя определение радиояркостных температур на заданных углах места с учетом введенных калибровочных уровней, определение интегрального поглощения на основе полученных значений $T_{\text{я}}$ на трех выбранных в различных сочетаниях углах, а также измерение параметров угломестного распределения $dT_{\text{я}}/d\theta$. Обработанные результаты измерений и априорная информация выводились на видеоконтрольное устройство микроЭВМ или дисплей.

Использование для обработки результатов радиометрических измерений микроЭВМ с гибкой программой позволило ввести в практику наблюдений методы, не требующие абсолютной тепловой калибровки шкалы радиометра. Эти методы основаны на использовании связи параметров измеряемого углового распределения радиояркостных температур с величиной интегрального поглощения атмосферы и, тем самым, с ее влагосодержа-

нием. Поэтому экспериментальные данные о каждом параметре приводятся ниже в виде функций поглощения, определенного на основе калибровки по опорной области с учетом поправки на неизотермичность атмосферы. При обосновании методов предполагалось, что при сканировании антенны выходной сигнал радиометра U для всех углов места θ связан с радиояркостной температурой атмосферы $T_{я}$ соотношением

$$U(\theta) = a + bT_{я}(\theta),$$

где a, b — постоянные коэффициенты, а $T_{я}(\theta)$ описывается формулой (2). Как уже отмечалось, для определения оптической толщины атмосферы τ по угловому положению экстремума $dT_{я}/d\theta$ требуется точная установка угла, что является существенным недостатком этого метода. В настоящей работе рассматривается несколько методов определения τ , свободных от этого недостатка. Первый основан на определении разности углов $\Delta\theta$ между двумя характерными точками углового распределения радиояркостной температуры. Одна из этих точек соответствует экстремальному значению 1-й производной выходного сигнала, а другая — экстремальному значению 2-й производной, достигаемому после экстремального значения первой.

Решение уравнений $d^2T_{я}/d\theta^2 = 0$ и $d^3T_{я}/d\theta^3 = 0$, в которых в первом приближении $T_{ср}$ считается независимой от τ , приводит к соотношению

$$\Delta\theta = 16,5\tau, \quad (22)$$

где $\Delta\theta$ выражается в градусах, а τ — в неперах. Эта зависимость приводится на рис. 3. Здесь же представлена экспериментальная зависимость $\Delta\theta$ от τ .

Сопоставление расчетных значений $\Delta\theta$, полученных на основе соотношения (22), с экспериментальными данными показывает, что даже учет неизотермичности атмосферы не приводит к сколько-нибудь существенному отклонению измеренных значений $\Delta\theta$. По-видимому, разностная методика позволяет скомпенсировать не только ошибку в отсчете начального угла визирования, но и изменения углового положения экстремальных значений производных за счет неизотермичности. Это можно выяснить, исследуя влияние неизотермичности на положение экстремума 2-й производной радиояркостной температуры атмосферы.

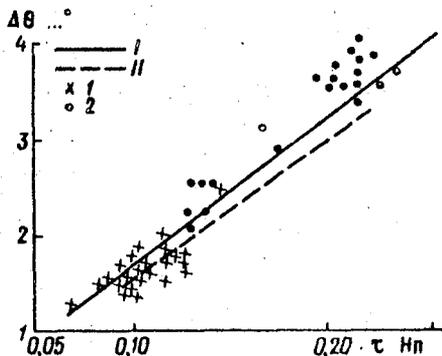


Рис. 3. Зависимость углового расстояния $\Delta\theta$ между экстремальными значениями $dT_{я}/d\theta$ и $d^2T_{я}/d\theta^2$ от оптической толщины без учета (I) и с учетом (II) изотермичности.

1) $\lambda = 0,8$ см; 2) $\lambda = 1,35$ см.

Во втором методе для определения τ используется связь этого параметра со средним взвешенным по угломестной производной выходного сигнала углом места θ . Согласно определению

$$\bar{\theta} = \frac{\int_{\theta_H}^{\theta_K} \theta U' d\theta}{\int_{\theta_H}^{\theta_K} U' d\theta},$$

где $U'(\theta)$ — производная выходного сигнала по углу места антенны θ . Исследования показали, что для определения $\bar{\theta}$ рационально проводить измерения в диапазоне углов места от θ_H , равного полуширине ДНА, до θ_K равного 75° . При измерении τ в Нн и $\bar{\theta}$ в градусах связь между этими величинами имеет вид

$$\bar{\theta} = \frac{1,37 + 49,0\tau}{0,422 + \tau} \quad (23)$$

Достоинство рассматриваемого метода в том, что шумы аппаратуры не оказывают существенного влияния на точность определения τ , так как интегрирование функции $U(\theta)$ приводит к сложению случайных отклонений сигналов, имеющих разные знаки и, следовательно, к их взаимной компенсации.

Этот метод, как и предыдущий, позволяет существенно уменьшить влияние ошибки в установке начального угла визирования на результаты измерения. Уменьшение влияния этого фактора на точность измерения τ проверялось расчетами, заключавшимися в оценке погрешности определения τ при занижении и завышении начального угла визирования на 1° . В среднем отклонения значений τ за счет ошибки в начальном угле визирования уменьшается в 3,5 раза, по сравнению с методом, использующим θ_m .

Сопоставление зависимости (23) и экспериментальных данных, полученных после обработки угломестной зависимости $T_{\text{я}}(\theta)$ по рассмотренной методике, приведено на рис. 4. Метод особенно эффективен в обла-

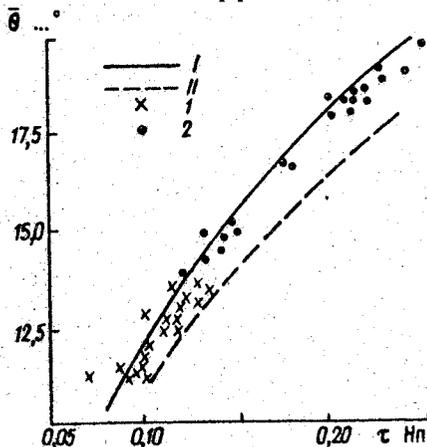


Рис. 4. Зависимость среднего взвешенного $\bar{\theta}$ по угломестной производной угла места антенны от оптической толщины.

Усл. обозначения см. рис. 3.

ти малых значений τ , где достигается существенное повышение точности, по сравнению с рассмотренными выше методами.

В следующем методе τ определяется по ширине кривой угломестной производной выходного сигнала, определяемой выражением

$$\sigma = \sqrt{\bar{\theta}^2 - (\theta)^2},$$

где

$$\bar{\theta}^2 = \frac{\int_1^{75} \theta^2 U'(\theta) d\theta}{\int_1^{75} U'(\theta) d\theta}; \quad \bar{\theta} = \frac{\int_1^{75} \theta U'(\theta) d\theta}{\int_1^{75} U'(\theta) d\theta}.$$

Проведенные расчеты показывают, что чувствительность σ к изменению τ зависит от ширины диапазона, в котором осуществляется сканирование антенны по углу места. Как и в предыдущем методе, для типичных значений τ диапазон углов от 1 до 75° является оптимальным. Уравнение, связывающее σ и τ , имеет вид

$$\sigma = \frac{0,46 + 18,5 \tau}{0,083 + \tau}, \quad (24)$$

где σ выражается в градусах, а τ — в неперах. Кривая уравнения (24) приведена на рис. 5. Из рисунка видно, что этот метод целесообразно использовать при оптических толщинах, не превышающих 0,35 Нп.

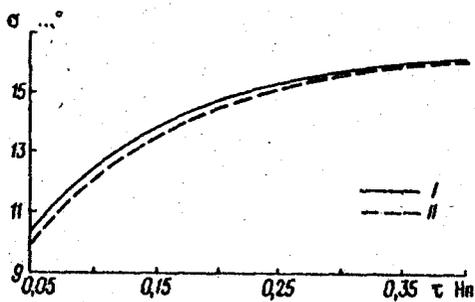


Рис. 5. Зависимость параметра σ от оптической толщины атмосферы.

Усл. обозначения см. рис. 3.

Недостаток приведенных выше методов состоит в том, что для определения τ необходимо находить производные угловой зависимости $T_{я}(\theta)$. Поэтому представляет интерес рассмотрение возможностей интегрального метода, базирующегося на определении параметра p :

$$p = \frac{\int_{\theta_1}^{\theta_2} [T_{я}(\theta) - T_{я}(90^\circ)] d\theta}{\int_0^{90^\circ} [T_{я}(\theta) - T_{я}(90^\circ)] d\theta}. \quad (25)$$

Нами был выполнен расчет зависимостей $p(\tau)$ для различных значений

θ_1 и θ_2 . Результаты этого расчета представлены на рис. 6. Из рисунка видно, что наибольшей информативностью обладает диапазон углов от 0 до $3,5^\circ$. Особенно большие возможности открывает предложенный метод измерения поглощения при малых значениях τ , когда применение традиционных методов приводит к наибольшим погрешностям. При $\tau > 0,2$, вероятно, более целесообразно проводить интегрирование в диапазоне углов от 30 до 90° . Следует отметить, что существуют угловые интервалы, в которых величина p практически не чувствительна к поглощению τ , например, $11,5 \dots 14,5^\circ$ и $6 \dots 11,5^\circ$. Кроме того, полезно обратить внимание на то, что p при $\tau < 0,1$ для диапазона углов $6 \dots 11,5^\circ$ несколько возрастает с увеличением τ , в то время как для диапазона углов $3,5 \dots 6^\circ$ монотонно убывает. Такая тенденция зависимости $p(\tau)$ указывает на то, что существует диапазон углов, для которого эта зависимость практически отсутствует.

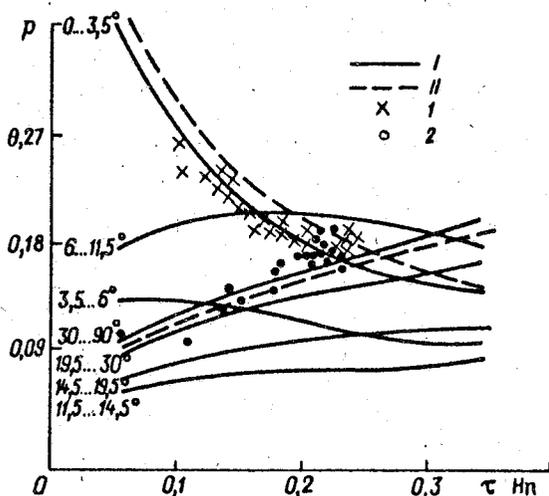


Рис. 6. Зависимость средневзвешенного потока излучения p от оптической толщины в различных диапазонах углов.

Усл. обозначения см. рис. 3.

На рис. 6 представлены также данные, демонстрирующие степень согласования результатов расчета и эксперимента. Обращает внимание хорошее совпадение расчетных и экспериментальных данных для значений углов $0 \dots 3,5^\circ$. Погрешность измерения τ предлагаемым методом определяется точностью отсчета угла и влиянием диаграммы направленности, а также погрешностью, допускаемой при измерении радиояростной температуры $T_{я}(\theta)$ при 90° , с чем вероятно и связаны значительные расхождения данных расчета и эксперимента для диапазона углов $30 \dots 90^\circ$.

Зависимости (22)–(25) получены без учета изменения $T_{ср}$ с изменением угла места антенны. Однако зависимость $T_{ср}$ от θ может в той или иной степени сказаться на количественной связи между рассматриваемым параметром и поглощением. Кроме того, на разных длинах волн это влияние может отражаться по-разному. Поэтому нами проанализировано поведение зависимостей $\Delta\theta$, θ , σ и p от τ при учете неизотермичности атмосферы. Анализ проводился для длин волн $1,35$ и $0,8$ см. Соответствующие зависимости изображены штриховыми линиями на рис. 4–6. Из рисунков видно,

что учет зависимости T_{cp} от угла места вносит существенное изменение в количественную связь между указанными параметрами и оптической толщиной. Аппроксимация новых расчетных данных приводит к следующим зависимостям:

$$\Delta\theta = \begin{cases} 15,7\tau \quad (\lambda = 1,35 \text{ см}); \\ 14,95\tau \quad (\lambda = 0,8 \text{ см}); \end{cases}$$

$$\bar{\theta} = \frac{2,04 + 53,7\tau}{0,584 + \tau};$$

$$\sigma = \frac{0,623 + 19,2\tau}{0,109 + \tau}.$$

Как показал расчет, два последних уравнения с практической точки зрения инвариантны по отношению к рассматриваемым длинам волн. При сопоставлении результатов расчета с данными эксперимента (см. рис. 3, 4, 6) видно, что учет неизотермичности приводит к некоторому ухудшению прежнего согласования расчетных и опытных данных, хотя в целом это согласование остается достаточно высоким. Отметим, что помимо неизотермичности существует много других факторов, определяющих величину выбранного параметра в зависимости от поглощения τ . Этими факторами могут быть:

1) отсутствие линейной связи $U(\theta) = a T_{я}(\theta) + b$, обусловленное влиянием неизотропной части боковых лепестков диаграммы направленности антенны, а также влиянием конечной ширины диаграммы направленности основного лепестка;

2) погрешности алгоритма определения $\Delta\theta$ по данным измерений;

3) ошибка в установке начального угла визирования, влияющая на величину $\bar{\theta}$;

4) ошибки уравнения (6) в области малых углов из-за влияния сферичности атмосферных слоев, рефракции радиоволн, а также подстилающей поверхности (если учитывать конечную ширину диаграммы направленности);

5) наличие облаков (поскольку разрабатываемые методы относились к безоблачной атмосфере).

То обстоятельство, что даже при указанной выше совокупности неучитенных факторов предположенные методы оказываются достаточно эффективными (что следует из сравнения приведенных теоретических и экспериментальных данных), говорит об удачном выборе параметров $\Delta\theta$, $\bar{\theta}$ и σ для определения поглощения радиоволн и связанного с ним влагосодержания атмосферы. Ввиду этого, целесообразно в дальнейшем установление связи этих параметров с τ при учете максимально возможного числа факторов, другими словами, установление указанной связи на основе более

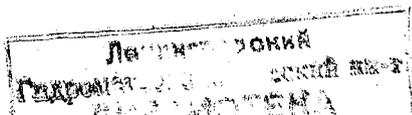
точной зависимости между выходным сигналом радиометра и радиояркостной температурой атмосферы.

Выполненные исследования показали, что при определенных условиях неизотермичность атмосферы может оказывать существенное влияние на точность калибровки радиометра с использованием данных о радиотепловом излучении атмосферы под разными углами наблюдения, а сопоставление данных расчета и эксперимента показало, что результаты измерения τ предлагаемыми методами хорошо согласуются между собой.

Проведенные исследования показали также, что разработанный СВЧ-радиометрический комплекс с системой обработки данных при соответствующей модернизации может служить основой для создания микроволновой тепловизионной аппаратуры, обеспечивающей обнаружение и регистрацию неоднородностей, обусловленных облачностью и пространственными вариациями влажности атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Щукин Г. Г., Бобылев Л. П. Выбор оптимальных участков спектра и исследование точности наземного радиотеплокационного определения влажности облачной атмосферы. – В кн.: Тезисы докладов XII Всесоюзной конференции по распространению радиоволн. Ч. 2. – Наука; 1981, с. 45–47.
2. Бобылев Л. П., Кашеева Н. Г., Кузнецов А. Д., Щукин Г. Г. Об оптимизации условий измерений нисходящего теплового излучения с целью дистанционного определения характеристик влагосодержания атмосферы. – Труды ГГО, 1982, вып. 470, с. 69–73.
3. Рассадовский В. А. Радиометрические исследования характеристик влагосодержания земной атмосферы в микроволновом диапазоне. – Дис. канд. физ.-мат. наук. Горький, 1984, – 215 с.
4. Рассадовский В. А., Троицкий А. В. Дистанционные радиометрические исследования атмосферы в зоне возникновения тропических циклонов. – Изв. АН СССР, ФАО, 1981, т. 17, с. 698–705.
5. Новоскрёнова А. С., Фролов Ю. А., Щукин Г. Г. Некоторые результаты совместных ИК- и СВЧ-радиометрических измерений влагосодержания атмосферы. – Труды ГГО, 1982, вып. 470.
6. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерению микроволнового излучения. – Труды ГГО, 1968, вып. 222, с. 62–73.
7. Жевакин С. А., Наумов А. П. К расчету коэффициента поглощения сантиметровых радиоволн в атмосферном кислороде. – Радиотехника и электроника, 1965, т. 10, № 6, с. 987–996.
8. Жевакин С. А., Наумов А. П. Поглощение сантиметровых и миллиметровых радиоволн атмосферными парами воды. – Радиотехника и электроника, 1964, т. 9, № 8.
9. Горелик А. Г., Капашников В. В., Фролов Ю. А. Определение общего влагосодержания атмосферы по ее собственному радиоизлучению. – Труды ЦАО, 1972, вып. 103, с. 5–20.
10. Бобылев Л. П., Ильин Я. К., Попова Н. Д., Тригуб Н. Г., Щукин Г. Г. Некоторые результаты экспериментальных радиотеплокационных исследований интегрального влагосодержания атмосферы. – Труды ГГО, 1985, вып. 492.
11. Хачатрян Ж. Б., Мхитарьян С. А. Требования к СВЧ-аппаратуре влажностного зондирования атмосферы в горных районах Армении. – Учебные записки ЕГУ, 1984, № 3, с. 77–82.
12. Горелик А. Г., Райкова Л. С., Фролов Ю. А. Сверхчастотные радиометрические методы измерения влажности в нижней тропосфере. – Метеорология и гидрология, 1975, № 5, с. 106–112.
13. Плечков В. М. Корреляция между радиометрическими и аэрологическими данными о содержании паров воды в атмосфере. – Изв. АН СССР, ФАО, 1969, т. 5, № 9.
14. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерению микроволнового излучения. – Труды ГГО, 1968, вып. 222, с. 62–73.
15. Кисляков А. Г. Эффективная длина пути и средняя температура атмосферы. – Изв. вузов. Сер. радиофизика, 1966, т. 9, № 3, с. 451–457.
16. Наумов А. П. О методике определения влагосодержания атмосферы при измерениях поглощения радиоволн вблизи $\lambda = 1,35$ см. – Изв. АН СССР, ФАО, 1968, т. 4, № 2, с. 170–181.
17. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 343 с.
18. Китай Ш. Д., Рассадовский В. А. Определение характеристик влагосодержания атмосферы по одноканальным измерениям собственного излучения в



линии H_2O $\lambda = 1,35$ см. – Изв. вузов Сер. радиофизика, 1981, т. 24, № 6, с. 680–687.

19. К и с л я к о в А. Г. Об определении поглощения радиоволн в атмосфере по ее собственному радиоизлучению. – Радиотехника и электроника, 1968, т. 13, № 7, с. 1161–1168.

20. Л ы к о в А. В. Теория сушки. – М.: Энергия, 1968.

РЕГИСТРАЦИЯ ЭМИ ОБЛАКОВ НАЗЕМНЫМИ РТС ОДНОВРЕМЕННО С ИЗМЕРЕНИЕМ НАПРЯЖЕННОСТИ ПОЛЯ НА БОРТУ САМОЛЕТА

В последнее десятилетие господствует представление о возможности определения предгрозовой стадии облаков на основе приема электромагнитного излучения (ЭМИ), в частности, в метровом диапазоне радиоволн с помощью РЛС типа П-12, работающей в пассивном режиме [1]. К сожалению, при проведении такой регистрации ЭМИ не осуществлялось сопоставление его параметров с данными, полученными на борту самолета-лаборатории, оснащенного приборами для измерения напряженности электрического поля. В интересах отработки методики указанного сопоставления в 1986–1987 гг. на полигоне ГГО им. А. И. Воейкова в Ленинградской области проводились полеты самолета с бортовым прибором напряженности поля (ПИП). Одновременно осуществлялись наблюдения за исследуемыми облаками с помощью следующих наземных радиотехнических средств (РТС):

РЛС МРЛ-1, определяющая параметры радиоэха облаков, над которыми осуществлялся полет самолета;

РЛС П-12 па., регистрирующая ЭМИ в пассивном режиме;

РЛС П-12 акт., обнаруживающая каналы молний в активном режиме, если они возникают в исследуемых облаках; в этих же целях применялись грозопеленгаторы типа ПАГ-1, „Очаг-2” и др.

Кроме перечисленных РЛС, для обнаружения самолета, определения высоты полета и прокладки его маршрута относительно исследуемого облака использовались станции типа ПРВ-10 и ДРЛ-7.

Методика наблюдений сводилась к следующему. Первоначально в 2–3-х направлениях по различным азимутам, где по данным МРЛ-1 отсутствовали эхосигналы облаков, устанавливалась антенна РЛС.

П-12 пас. и выставлялся порог чувствительности регистрирующей аппаратуры 300–400 импульсов в секунду, что принималось за фоновое ЭМИ ($N_{и.ф.}$). Указанное фоновое излучение в основном обуславливалось работой МРЛ-1, РЛС П-12 акт. и других РЛС, одновременно излучающих 300 зондирующих импульсов в секунду.

Затем антенна станции П-12 пас. наводилась на облако, над которым проводились измерения напряженности электрического поля с самолета-лаборатории, совершавшего полеты в радиальном направлении от РЛС. В этом же направлении устанавливалась антенна РЛС П-12 акт. для определения времени появления первого радиоэха молниевых каналов. В азимуте полета самолета станция МРЛ-1 осуществляла горизонтальные и вертикальные разрезы облаков через 3–4 мин.

Во время проведения эксперимента стабильность установленных порогов чувствительности аппаратуры, регистрирующей ЭМИ, контролировалась с помощью выносного генератора импульсов, удаленного от используемых РТС на 250 м.

Результаты сопоставления данных наземных и бортовых измерений

Номер режима	$H_{в.г}$ м	lgz_{max}	$H_{сам}$ м	ΔH м	$N_{и.обл} / N_{и.ф}$	E В/м	Удаление облака, км
1	4000	1,4	5100	1900	1	750	53
2	4000	1,5	5100	1900	1,03	500	45
3	4000	2,9	5100	1900	1,00	500	41
4	4800	1,9	5100	2700	0,94	1300	130
5	5300	1,9	5400	3200	1,06	2000	120
6	6000	2,6	5100	3900	0,98	4000	50
7	6800	2,4	5700	4700	1,12	2300	120

Основной целью эксперимента было определение значений напряженности поля (E), отражаемости облака (lgz), высоты радиозха облака ($H_{в.г}$), мощности переохлажденной зоны облака ($\Delta H = H_{в.г} - H_{т=0}$) до появления первого грозового разряда. Полученные предварительные результаты приведены в табл. 1.

В таблице $N_{и.обл} / N_{и.ф}$ — отношение числа импульсов ЭМИ, зарегистрированных для исследуемого облака, к числу импульсов для пространства, где облака отсутствуют. Следует отметить, что в тех случаях, когда $H_{в.г}$ радиозха облаков превышала высоту полета самолета (режимы 6 и 7), самолет производил полет рядом с вершиной облака.

Наблюдения проводились за кучево-дождевыми облаками, из которых выпадали осадки. Во время проведения эксперимента на РЛС П-12 актигрозопеленгаторы не обнаружили молний в исследуемых облаках.

Из табл. 1 видно, что мощность переохлажденной зоны в исследуемых облаках ΔH была небольшой (кроме режимов 6 и 7), что по-видимому, не позволяло облакам превращаться в мощный электростатический генератор. Тем не менее представляло интерес определение наличия ЭМИ из таких облаков. В результате анализа полученных данных предварительно установлено:

— ЭМИ отсутствует, если над кучево-дождевым облаком $E \leq 4000$ В/м, т. е. $N_{и.обл} / N_{и.ф} \approx 1$;

— с увеличением ΔH наблюдается рост E . Так, увеличение ΔH в 2–2,5 раза приводит к увеличению E в 4–8 раз;

— пока не удалось установить связь $E = \Psi(lgz)$.

К недостаткам проведенного эксперимента следует отнести то, что полеты самолета проводились не на одинаковой высоте над облаком и над различными зонами радиозха конвективных облаков, что могло сказаться на данных бортовых измерений напряженности поля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Качурин Л. Г., Кармов М. И., Медалиев Х. Х. Основные характеристики радиоизлучения конвективных облаков. — Изв. АН СССР, ФАО, 1974, т. 10, № 11, с. 1163.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ ВО ФРОНТАЛЬНЫХ ОБЛАКАХ ПО РАДИОЛОКАЦИОННЫМ ДАННЫМ

Экспериментальные исследования эволюции грозовой активности облаков C_n с помощью РЛС типа МРЛ-1 и П-12 показали, что количество, местоположение и размеры грозовых разрядов (ГР) в одно- и многоячейстых облаках могут значительно различаться [1/].

Представляет интерес анализ эволюции грозовой активности в облаках атмосферного фронта. Рассмотрим случай прохождения в Ленинградской области холодного фронта 26.07.76, на котором сформировался многоячейстый очаг радиозха, имевший вид полосы протяженностью до 100 км. Наблюдения за очагом велись с помощью РЛС типа МРЛ-1 и П-12 с 14 до 18 ч. За это время очаг прошел 70 км от места появления первого радиозха до пункта наблюдения, что позволило исследовать распределение ГР в облаках сначала поперек фронта, а затем и вдоль него.

Рассматривалось взаимное расположение эхосигналов ГР и зон различной отражаемости облаков, а также изменение количества, размеров и продолжительности эхосигналов ГР в сопоставлении с эволюцией параметров радиозха облаков (их отражаемости и ячейистой структуры). Здесь под размером ГР понимается радиальная протяженность его радиозха, полученного станцией П-12.

Картина радиозха облаков приведена на рис. 1 в виде изолиний отражаемости (z) через порядок величины, отдельные конвективные ячейки обозначены стрелками, на выносах линий указаны значения z_{\max} ($\text{мм}^6/\text{м}^3$). Здесь же приведены азимут и ширина диаграммы направленности (ДН) станции П-12 в горизонтальной плоскости, в пределах которой обнаружались ГР.

Станция П-12 была направлена на этот очаг в 15 ч 18 мин и вела регистрацию ГР в нем до 17 ч 31 мин. Изменение z_{\max} на трех уровнях высоты 2,4 и 6 км, H_{\max} участка радиозха очага, заключенного в пределах ДН РЛС П-12, а также число ГР (N_p) приведены на рис. 2 а. За этот промежуток времени в пределах ДН п-12, стоявшей сначала на азимуте 350° , а затем 20° , находились восемь мощных конвективных ячеек, за которые принимались неоднородности поля радиозха с $z \geq 10^3 \text{ мм}^6/\text{м}^3$.

Усредненные по минутным интервалам данные о радиальных размерах вспышек молний L_p , продолжительности вспышек T_p , радиальном размере R_N зоны, охватываемой ГР, приведены на рис. 2 б-г соответственно. Распределение числа ГР, состоявших из одного, двух, трех и более повторных разрядов (n_p), приведено на рис. 2 д. Число повторных разрядов определялось с помощью регистратора формы импульсов РФИ-860, работающего в СДВ-диапазоне радиоволн, по методике [1/].

В целом на рис. 2 а видно, что в грозовом очаге по азимуту 350° с 15 ч 18 мин до 16 ч 30 мин наблюдались два последовательных максимума $\Delta N_p/\Delta t$ с одинаковой интенсивностью до 30 р/мин. Интервал времени

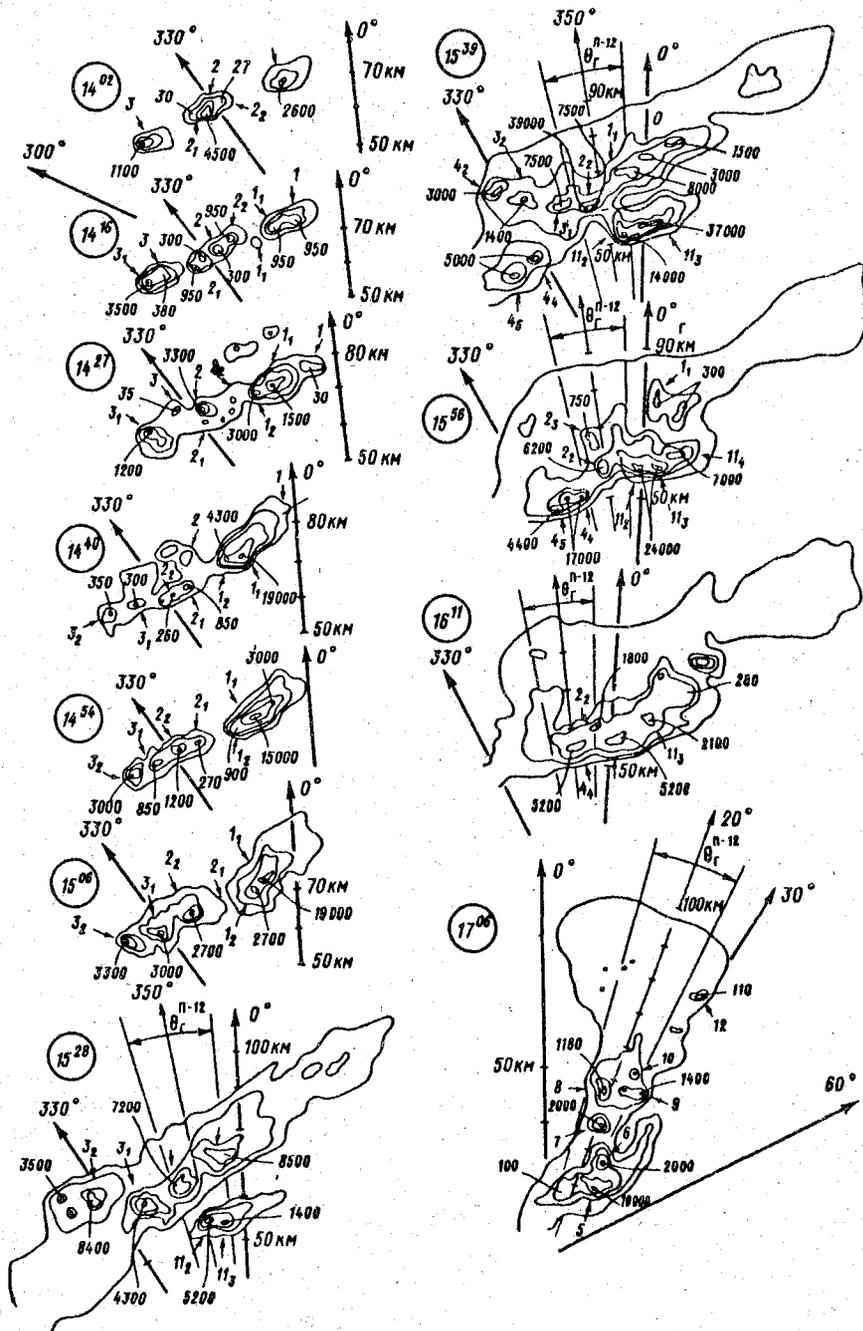


Рис. 1. Эволюция радиозэха участка холодного фронта, полученного МРЛ-1 при $\varphi_A = 3,8^\circ$.

между ними составил примерно 37 мин. ГР характеризовались примерно одинаковыми значениями \bar{L}_p и \bar{T}_p (5 км и 0,3 с соответственно), причем наблюдалась характерная тенденция уменьшения этих параметров на стадии роста $\Delta N_p/\Delta t$ и увеличения — на спаде грозоактивности. Интересно отметить, что на стадии роста $\Delta N_p/\Delta t$ преобладают вспышки, состоящие из одного—двух повторных разрядов. На спаде грозоактивности увеличивается число вспышек с $p_p > 3$ и уменьшается — с $p_p < 3$. Второй максимум $\Delta N_p/\Delta t$ очевидно был связан с появлением в 15 ч 56 мин ячейки z_3 . Здесь такой картины изменения числа p_p во вспышках молний не наблюдалось.

С целью анализа взаимного расположения конвективных ячеек и наблюдавшихся ГР были построены радиальные распределения отражаемости $z_{H_i} = f(R)$ и числа ГР $N_p = \varphi(R)$ по 1-километровым участкам дальности в пределах ДН РЛС П-12 (рис. 3). К сопоставлению привлекались данные о $\Delta N_p/\Delta t$, полученные в течение каждого 6–8 минутного интервала измерений МРЛ-1. Распределения $N_p = \varphi(R)$ указывают на те области пространства, где наиболее часто появлялись за эти интервалы времени молниевые разряды. На рис. 3 цифрами со стрелками указаны номера конвективных ячеек.

По распределению числа ГР в 1-километровых участках дальности, обнаруженных за минутный интервал времени, была построена пространственно-временная картина эволюции грозовой активности участка фронта, находившегося в пределах ДН РЛС П-12 (см ниже рис. 5). Изолинии соответствуют тем точкам пространства, где $\Delta N_p/\Delta t$ составляла 1; 4; 8; 12; 16; 20 и 24 р/мин · км. Таким образом, система изолиний указывает на число, расположение и размер зон с наибольшей частотой возникновения ГР. Крестиками нанесены центры (зоны z_{\max}) ячеек.

Из рисунков 1, 3 видно, что число мощных конвективных ячеек и число зон $(\Delta N_p/\Delta t)_{\max}$ не совпадают. Так, число ячеек за время с 15 ч 20 мин до 16 ч 13 мин составляло 2–3, а максимум грозоактивности был сосредоточен в одном месте. В 15 ч 20 мин радиальный размер зоны с $\Delta N_p/\Delta t > 20$ –25 р/мин · км составлял 7–8 км, а зоны с $\Delta N_p/\Delta t > 40$ –45 р/мин · км — 3–4 км при $R_N = 18$ км. На стадии спада $\Delta N_p/\Delta t$ в 15 ч 36 мин начала расширяться область R_N и достигла в 15 ч 46 мин размера 32 км. Это произошло, по-видимому, за счет появления новых ячеек 11_2 , 11_3 и объединения их в общий очаг радиоэха. В 15 ч 28 мин они существовали отдельно, а в 15 ч 39 мин уже шел процесс интеграции с очагом в целом (см. рис. 1). В 15 ч 46 мин области с $\Delta N_p/\Delta t \leq 10$ р/мин · км имели вид двух максимумов с расстоянием 7–8 км между ними. Такая картина сохранялась до 15 ч 51 мин. Можно предполагать, что в это время грозовая активность сосредоточивалась в областях между зонами z_{\max} ячеек 11_2 , 2_2 и 1_1 (1-й максимум распределения ГР в 15 ч 46 мин расположен между z_{H_i} ячеек 11_2 и 2_2 , а 2-й начинается в промежутке между ячейками 2_2 и 1_1). В 15 ч 56 мин был отмечен новый пик грозоактивности с размером зоны с $\Delta N_p/\Delta t \geq 40$ р/мин · км около 2 км при $R_N = 30$ км. Видно, что как в первом, так и во втором случаях участки наибольшей грозовой активности занимали 1/10 — 1/6 всей зоны, охватываемой ГР. В дальнейшем в очаге до 16 ч 13 мин наблюдался один пространственный максимум

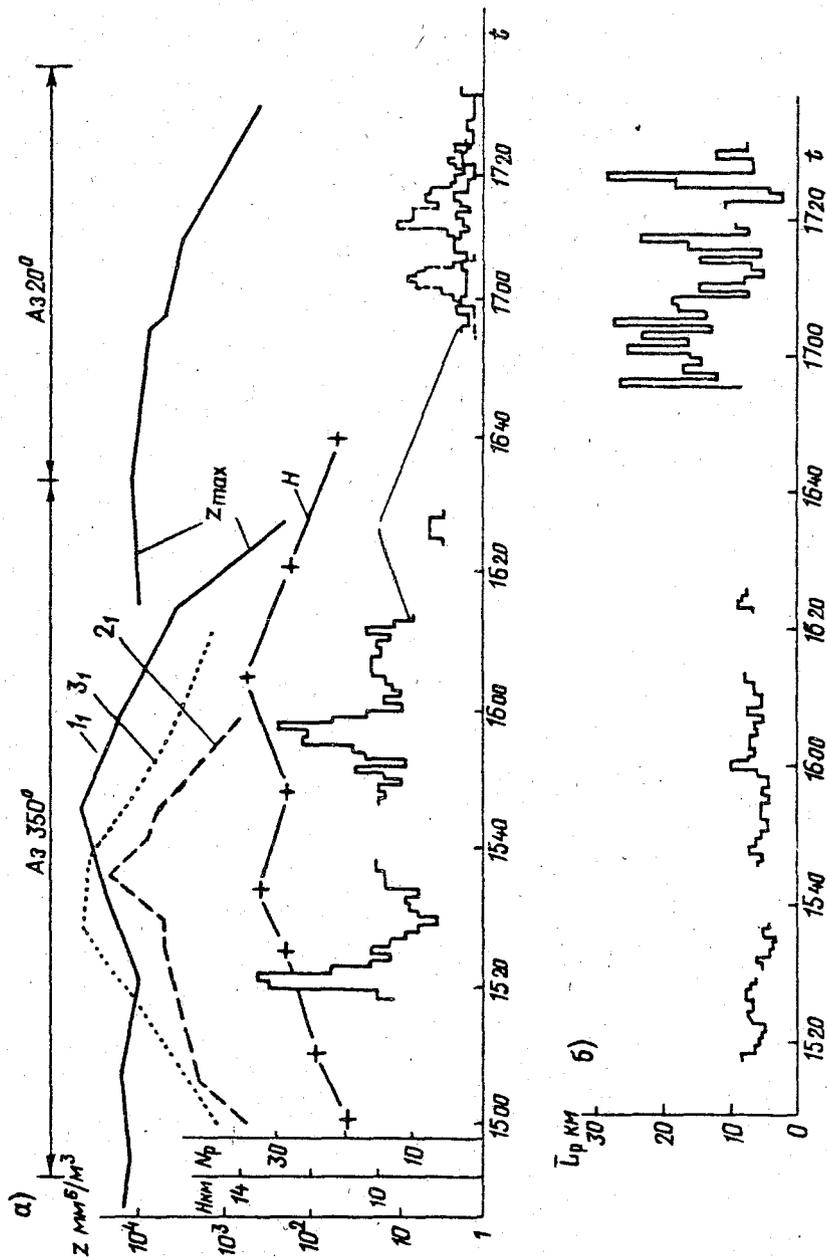
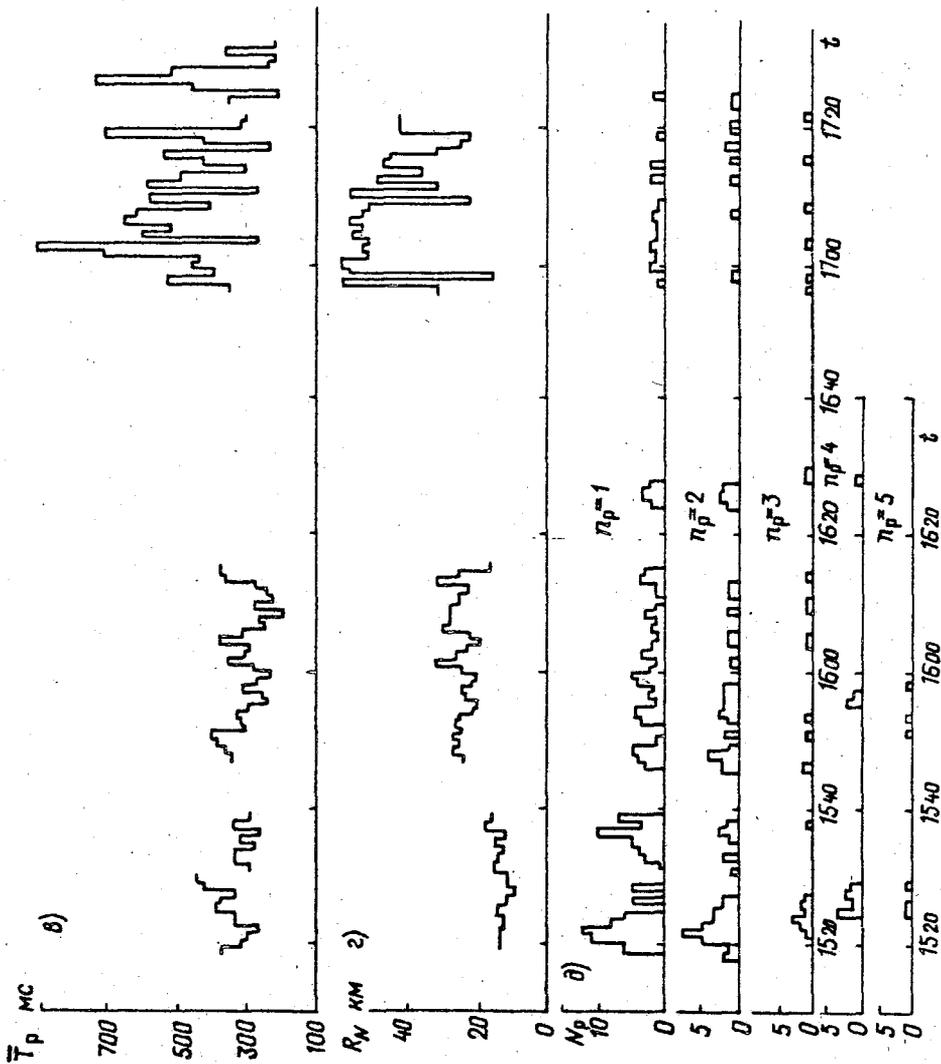
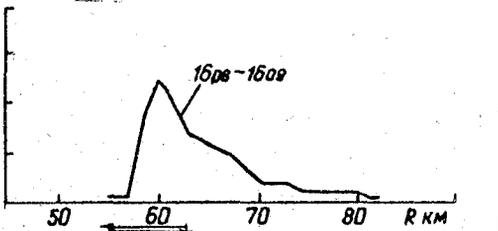
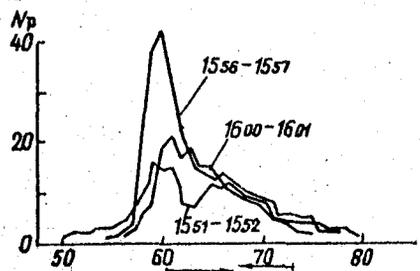
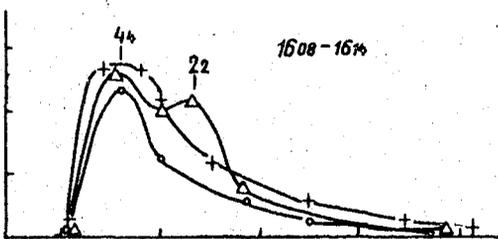
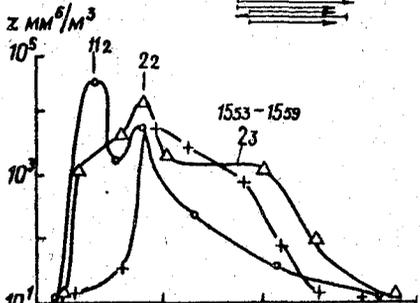
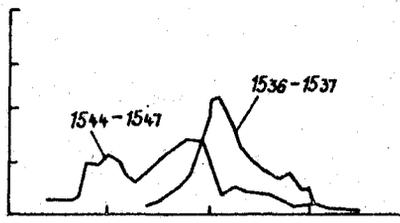
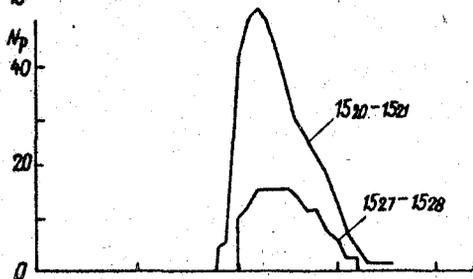
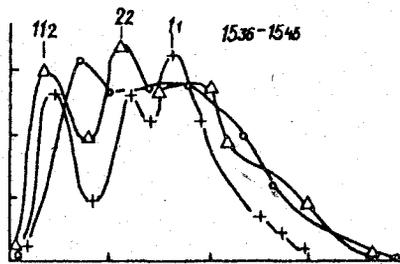
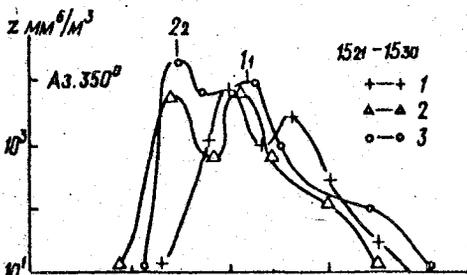


Рис. 2. Изменение параметров радиоактивных облаков и грозных разрядов в них.





грозоактивности, который располагался в тыловой части ячеек 4₄ и 2₂ (см. рис. 3, 5).

Представляет интерес оценить, какие особенности имеют области с повышенной частотой возникновения ГР по данным РЛС сантиметрового диапазона радиоволн. Сопоставление с информацией МРЛ-1 показало, что зона $(\Delta N_p / \Delta t)_{\max}$ в 15 ч 20 мин на $R = 70$ км совпала по дальности с ячейкой 1₁, которая в слое от 2,5 до 6,5 км имела $z_{\max} = (8 \dots 10) \times 10^3 \text{ мм}^6 / \text{м}^3$ и из которой выпадали осадки интенсивностью 8–10 мм/ч. В 15 ч 56 мин максимум грозоактивности сместился к 60 км и оказался в тыловой части ячейки 2₂, которая в слое от 2,5 до 5,5 км имела $z_{\max} = (6 \dots 17) \cdot 10^3 \text{ мм}^6 / \text{м}^3$ и из которой выпадали осадки интенсивностью 8–12 мм/ч. По своим радиолокационным характеристикам (z_{H_i}) ячейки 1₁ и 2₂ были примерно одинаковыми с 15 ч 21 мин до 15 ч 59 мин, и эти характеристики не изменились заметно в моменты наступления пиков грозоактивности (см. рис. 3). Следует обратить внимание на то, что зоны $(\Delta N_p / \Delta t)_{\max}$ как в первом, так и во втором случаях локализируются в тех частях облаков, где отражаемость на всех уровнях высоты (2; 4 и 6 км) становилась максимальной, т. е. находятся вблизи областей интенсивных осадков.

Сопоставление данных МРЛ-1 и П-12 показало, что местоположение зон с наибольшей частотой возникновения ГР не повторяет картину распределения областей с $z_{\max} \geq 10^3 \text{ мм}^6 / \text{м}^3$, хотя R_N с 15 ч 46 мин начала занимать почти все радиозоно в радиальном направлении. В радиальных распределениях z_{H_i} на рис. 3 нет явных признаков, свидетельствующих о наступлении $(\Delta N_p / \Delta t)_{\max}$. Максимальные значения z_{H_i} у всех ячеек примерно одинаковы и составляли $(2 \dots 3) \cdot 10^4 \text{ мм}^6 / \text{м}^3$ с 15 ч 20 мин до 16 ч 00 мин. Наиболее определенно судить о числе пиков $(\Delta N_p / \Delta t)_{\max}$ на основании полученных данных можно по изменению высоты радиозоно ячеек, которая также имела два максимума и изменялась результатом влияния боковых лепестков ДН МРЛ-1, однако она свидетельствует о максимальной $z_{z_{\max}}$ в ячейках. Такое завышение может указывать на повторное усиление грозовой активности многоячейного очага радиозоно.

Таким образом, результаты наблюдений, проведенные перпендикулярно линии фронта, указывают на смещение как центров $(\Delta N_p / \Delta t)_{\max}$ так и всей области появления ГР в тыловую часть движущегося многоячейного очага радиозоно. Это заметно по явно асимметричному распределению $N_p = \varphi(R)$, хвост которого тянется в тыловую область слабого радиозоно очага (см. рис. 3, 5). Интересно отметить, что общая тенденция смещения центров грозоактивности в тыловую часть движущегося очага проявляется и в характере распространения по дальности отдельных вспышек молний. На рис. 3 стрелками под распределением $N_p = \varphi(R)$ обозначены место появления, радиальные размеры и направление перемещения тех ГР, которые за время своего существования смешались от места появления

Рис. 3. Радиальные распределения $z = f(R)$ на уровнях 2,4 и 6 км (1–3 соответственно), а также $N_p = \varphi(R)$ в пределах ДН РЛС типа П-12 при наблюдениях поперек линии фронта.

первого радиоэха в направлении к РЛС или от нее. Такой характер распространения проявляется обычно у ГР с $L_p \geq 8 - 10$ км. В фронтальных облаках это смещение может достигать десятков километров /1/.

Из 730 зафиксированных с 15 ч 18 мин по 16 ч 13 мин ГР у 78 разрядов (11 %) наблюдалось такое смещение, причем 65 % из них распространялись в тыловую часть очага, 35 % – в фронтальную. Определим, в каком месте распределения $z_{H_1} = f(R)$ начинаются и завершаются такие разряды. Обращает на себя внимание тот факт, что почти все ГР начинаются в одном месте – зоне N_{pmax} , а затем распространяются на R до 20 км в тыл очага. В среднем значения z_{max} там, где начинаются разряды, составляет 10^4 мм⁶/м³, а там, где заканчиваются – 300 мм⁶/м³. Очевидно, что в большинстве случаев (65 %), местом зарождения таких смещающихся ГР является зона N_{pmax} , расположенная вблизи z_{max} ячейек, т. е. в области $(dz/dR)_{max}$. Однако наблюдается и обратная картина (35 % случаев), когда разряды начинаются в области слабого радиоэха и движутся по направлению к передней части очага, проникая в районы с большим значением z.

Аналогично были обработаны данные, относящиеся к наблюдениям по азимуту 20°, т. е. вдоль линии фронта. Они приведены на рисунках начиная с 16 ч 55 мин.

Картина радиоэха в 17 ч 06 мин (см. рис. 1) показывает, что в пределах ДН станции П-12 по азимуту 20°, находились частично ячейки 5 и 6, а также полностью ячейки 7, 8 и 10. Радиальное распределение отражаемости по этому азимуту в пределах θ_r П-12 приведено на рис. 4. По данным МРЛ-1, радиоэхо облаков и зон осадков распространялось до 100 км. При этом ячейки с $z_{max} \geq 10^2$ мм⁶/м³ наблюдались до 55 км, а далее с 70 км отмечалась область слабого радиоэха с $z_{max} \leq 10$ мм⁶/м³. Ввиду того, что по данному азимуту до 50 км располагались друг за другом ячейки 5, 6, 7 и 8 с интенсивностью осадков до 10–12 мм/ч, считать полностью достоверной картину радиоэха на $R > 50$ км нельзя из-за существенного суммарного ослабления радиоволн с $\lambda = 3$ см на участке до $R = 50$ км. Вместе с тем, по этим данным можно установить расположение имеющихся там зон z_{max} . Видно, что на $R > 60$ км участок ДН станции П-12 приходится на тыловую часть полосы радиоэха, так как зоны z_{max} сконцентрированы в фронтальной части этой полосы вне ДН указанной станции (ячейка 12).

Радиальное распределение $N_p = \varphi(R)$ при наблюдениях вдоль линии фронта (см. рис. 4) указывает на явно неоднородный характер грозовой активности в отдельных частях этого фронта: локализованный максимум грозоактивности (с интенсивностью до 45 р/км за 7-минутный интервал усреднения) между 25 и 35 км и область с меньшей частотой появления Г_r (до 8 р/км за 5-минутный интервал усреднения на $R \geq 50$ км. На рис. 2 все данные после 16 ч 54 мин относятся к этой области, которая, по данным наблюдений МРЛ-1, является тыловой частью движущегося участка фронта. Обращают на себя внимание увеличенные в 2–3 раза значения L_p , T_p и R_N , которые были зафиксированы здесь станцией П-12, по сравнению с участком от 20 до 40 км и наблюдениями поперек линии фронта, выполненными на 1 ч ранее.

Такие отличия в пространственно-временном масштабе проявления грозовой активности исследуемой части фронта, определяются (по данным

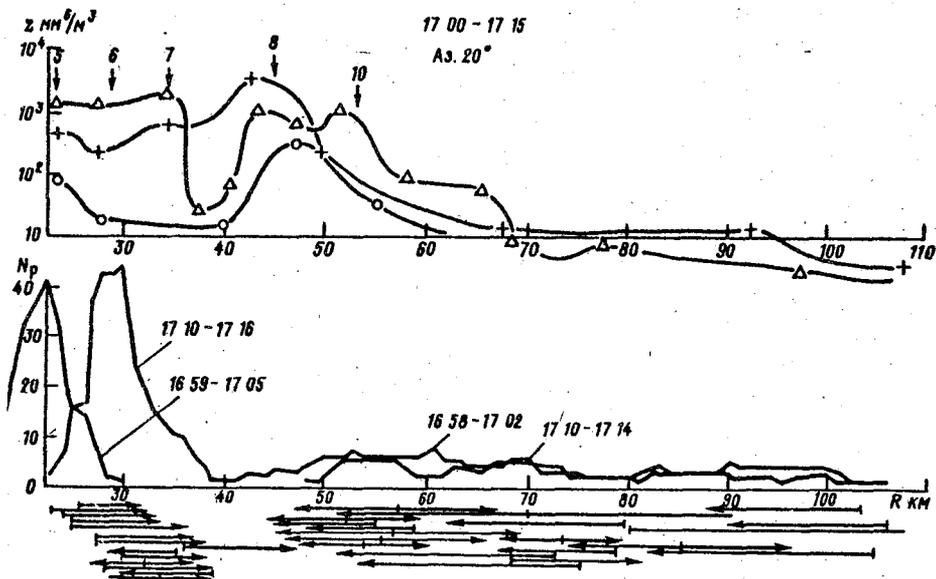


Рис. 4. Радиальные распределения $z = f(R)$ на уровнях 2, 4 и 6 км, а также $N_p = \varphi(R)$ в пределах ДН РЭС типа П-12 при наблюдениях вдоль линии фронта. Усл. обозначения см. рис. 3.

МРЛ-1) ячеистой структурой очага. Зона $N_{p\text{max}}$ сосредоточена была в период с 16 ч 59 мин до 17 ч 05 мин между 5-й и 6-й ячейками, а в период с 17 ч 10 мин до 17 ч 16 мин сместилась в область между 6-й и 7-й ячейками (см. рис. 1, 4). Ширина этой зоны на уровне $0,5 N_{p\text{max}}$ составляла 5–6 км, что на 3–4 км меньше расстояния между центрами соседних ячеек (зонами z_{max}) 5, 6 и 7. Распределения по 1-километровым элементам дальности числа ГР, обнаруженных в периоды времени с 16 ч 58 мин до 17 ч 02 мин и 17 ч 10 мин до 17 ч 14 мин в тыловой части фронта, более однородны на всем протяжении от 50 до 110 км. И по данным МРЛ-1 поле радиоэха здесь не содержит значительных максимумов отражаемости.

Таким образом, распределения $N_p = \varphi(R)$ на тех или иных участках фронта в большой степени определяются структурой поля их радиоэха: чем более плотно сгруппированы мощные конвективные ячейки (зоны z_{max}) в очаге радиоэха (как правило, это наблюдается на фронтальной стороне очага), тем чаще возникают в районе этих ячеек ГР и, в то же время, меньше их горизонтальные размеры. В тыловой части движущегося очага в области слабого радиоэха (до $10 \text{ мм}^6/\text{м}^3$) разряды появляются реже, однако они могут охватывать всю эту область.

Сопоставление направления перемещения эхосигналов ГР с радиальным профилем отражаемости участка фронта, заключенного в пределах ДН станции П-12 по азимуту 20° (см. рис. 4), так же, как и при наблюдениях поперек фронта, показало: чем большего значения достигает ячейки, тем вероятнее у ГР проявление тенденции их перемещения от зоны z_{max} в область более слабого радиоэха. Зона z_{max} ячейки 6, достигавшей $10^4 \text{ мм}^6/\text{м}^3$, находилась в непосредственной близости от ДН станции П-12, но вне ее. Видно, что

и направление перемещения эхосигналов ГР в районе этой ячейки было преимущественно в сторону менее мощной ячейки 7.

В зоне слабого радиоэха на $R > 50$ км появляющиеся ГР не имели преимущественного направления перемещения. Иногда они одновременно распространялись в двух направлениях (от РЛС и к ней), достигая значения размера 30 ... 40 км. Число p_r в них не превышало 2–3, хотя значения L_p и T_p в 2–4 раза больше аналогичных параметров молний, наблюдававшихся у мощных конвективных ячеек. Очевидно большинство ГР в этой зоне были межоблачными или разряды на землю с малым числом p_r (1...2) инициировали крупномасштабные внутриоблачные разряды. В ДН станции П-12 могли попадать и участки каналов разрядов, зарождавшихся в передней части фронта (за пределами ДН станции П-12) и смещавшихся в его тыловую часть. Этим, видимо, и объясняется большой разброс значений L_p и T_p ГР, зафиксированных в тылу фронта.

Более достоверная информация о пространственной ориентации ГР может быть получена при одновременном использовании РЛС с вертикальной и горизонтальной поляризацией радиоволн. Независимо от этого можно сделать вывод, что в тыловой области участка фронта, где градиенты z наименьшие, ГР возникают реже, однако распространяются значительно дальше. На рис. 1, видно, что с 15 ч 20 мин у движущихся фронтальных облаков появляется в тылу область слабого радиоэха, которая увеличивается к 16 ч 11 мин, соответственно растет и радиальный размер области, охватываемой ГР (рис. 5). Данная область, если судить по виду ее радиоэха на горизонтальных и вертикальных разрезах МРЛ-1, представляет собой слоистообразную облачность — продукт начинающегося растекания S_b . Пространственный заряд этой области, по-видимому, распределен достаточно изотропно и не содержит больших неоднородностей, так как каналы ГР имеют в ней протяженный характер, как это следует из наблюдений вдоль линии фронта.

На основании данных радиолокационных наблюдений за грозовыми облаками холодного фронта можно сделать следующие выводы:

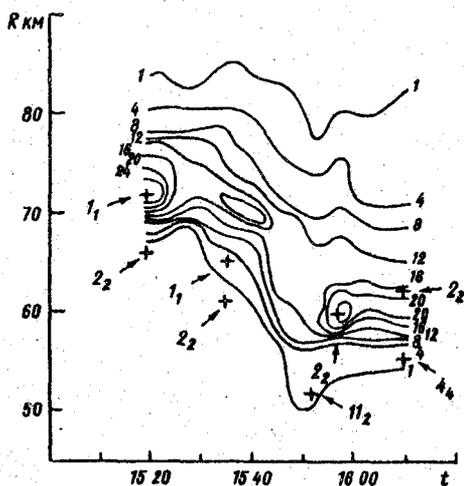


Рис. 5. Пространственно-временная картина эволюции грозовой активности участка фронта в изолиниях $\Delta N_p / \Delta t \cdot \Delta R$ (р/мин · км), крестиками обозначено положение z_{\max} ячеек.

1. В интенсивном холодном фронте, имеющем вид сформировавшейся полосы радиоэха шириной 30–40 км, одновременно могут наблюдаться грозовые процессы различного пространственно-временного масштаба: локальные, но более интенсивные, и крупномасштабные, но более редкие. Число областей с повышенной частотой возникновения ГР в многоячейном очаге радиоэхо фронта меньше числа мощных конвективных ячеек, составляющих этот очаг.

2. Происходящая со временем трансформация облачного поля холодного фронта оказывает влияние на местоположение и пространственные размеры вспышек молний. Слоистая облачность, появляющаяся в процессе продолжительного его существования, способствует увеличению размеров ГР, инициация которых происходит в основном вблизи мощных конвективных ячеек.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Степаненко В. Д., Гальперин С. М. Радиотехнические методы исследования гроз. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. 203 с.

ИНТЕГРАЛЬНОЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЕ КАК ХАРАКТЕРИСТИКА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ В РАЙОНЕ НЬЮФАУНДЛЕНДСКОЙ ЭНЕРГОАКТИВНОЙ ЗОНЫ

Решение проблемы взаимодействия океана и атмосферы требует учета особенностей физических процессов в пограничных слоях. Влагосодержание атмосферы можно рассматривать как один из специфических параметров, наряду с температурой и давлением /1/. Главным достоинством этой характеристики является инвариантность относительно фазовых переходов воды в атмосфере /1, 3/, что позволяет оценить соответствующий член уравнения притока тепла.

Подразумевая под взаимодействием океана и атмосферы обмен теплом, влагой и количеством движения, влагообмен можно описать уравнением баланса водяного пара столба атмосферы единичного сечения

$$|\nabla Q'| = |I - E| + \frac{\partial \bar{Q}}{\partial t}, \quad (1)$$

где Q' — дивергенция потока водяного пара; I — интенсивность осадков; E — скорость испарения; Q — влагосодержание столба атмосферы.

Интенсивность осадков и скорость испарения могут быть вычислены по данным стандартных судовых гидрометеозмерений. Сложнее обстоит дело с дивергенцией потока пара. Она может быть рассчитана по данным синхронных измерений на нескольких судах или получена как остаточный член уравнения при известной скорости измерения влагосодержания в точке.

Существует мнение /4, 5/, что влагосодержание может служить одной из характеристик взаимодействия океана и атмосферы. В работе /5/ приведены данные измерений, выполненных в январе — феврале в районе Ньюфаундлендской энергоактивной зоны. Отмечается пространственное соответствие максимальных значений влагосодержания и областей с антициклонической циркуляцией вод, где наблюдается повышенная теплоотдача океан — атмосфера. Авторами /7/ получены среднемесячные карты общего влагосодержания атмосферы (ОВА) по спутниковым данным с декабря 1978 г. по ноябрь 1979 г. Анализ этих материалов показал сильную корреляцию между годовым ходом температуры поверхности воды и ОВА, свидетельствующую о том, что последнее может быть использовано как дополнительный индикатор распознавания аномалий температуры поверхности воды и их воздействия на общую циркуляцию атмосферы.

Многие авторы /5, 6, 8, 13/ указывают на взаимосвязь ОВА с процессами синоптического масштаба и характером общей циркуляции атмосферы. Так, в работе /13/ отмечается большой удельный вес колебаний синоптического масштаба в спектрах временной изменчивости влагосодержания.

В настоящей работе анализируется пространственно-временная изменчивость интегрального влагосодержания атмосферы, полученного по результатам радиозондирования, проводимого на НИПС „Волна” во время экспе-

диции „Ньюфажкс-88”. Исследования являлись частью программы „Разрезы” и проводились в январе—марте в районе Ньюфаундлендской энергоактивной зоны. В зоне располагается гидрологический фронт, образованный холодным Лабрадорским течением и теплым квазистационарным антициклоническим вихрем Гольфстрима. Поле температуры воды представляет собой пеструю картину; в отдельных районах температура воды меняется на 16 градусов на морскую милю. Над этим районом располагается полярный фронт. Эти контрасты в океане и атмосфере, а также интенсивное взаимодействие между средами приводят к возникновению или регенерации циклонов, определяющих погоду в Европе.

По данным радиозондирования на судне для каждого уровня зондирования определялось значение абсолютной влажности по формуле

$$\rho = 0,00795 E_s f / (1 + 0,00366 T), \quad (2)$$

где T — температура воздуха, °C; E_s — упругость насыщения, гПа; f — относительная влажность, %. Далее, по методу трапеции рассчитывалось интегральное влагосодержание ($\text{кг}/\text{м}^2$) по всему интервалу зондирования и следующим слоям: уровень моря — 850 гПа, 850 ... 700 гПа, 700 ... 500 гПа, 500 гПа — последний уровень зондирования. Определялась также доля полойного влагосодержания в ОВА (%). Влагосодержание первого из слоев принималось за влагосодержание погранслоя. Расчеты проводились на судовой ЭВМ СМ-4 по данным 204 выпусков радиозондов типа MAP3 и А-22-IV (результаты радиозондирований отбрасывались, если высота подъема зондов составляла менее 6 км).

На рис. 1 и 2 представлены поля пространственно-временного распределения общего влагосодержания атмосферы Q и влагосодержания погранслоя Q_{850} . Максимальные значения Q и Q_{850} отмечались в зоне гидрологического фронта (рис. 3) и в южной и юго-западных частях полигона (южнее 37–38° С), минимальные — над акваториями с температурой поверхности воды более 17° С. Самая обширная зона пониженного влагосодержания наблюдалась над центральной и юго-восточной частями полигона. Однако и здесь тесно соседствовали очаги с влагосодержанием 32,3 и 10,9 $\text{кг}/\text{м}^2$ (Q_{850} составляли соответственно 14,9 и 6,8 $\text{кг}/\text{м}^2$). Отмечено сходство полей указанных характеристик: близки положения экстремумов, конфигурация изолиний. По результатам расчетов отмечено, что основное количество влаги находится в пределах погранслоя. Доля влагосодержания погранслоя в ОВА колебалась от 24,6 до 60,1 %, составляя в среднем 54,5 %. В табл. 1 приведены средние значения Q и Q_{850} и характеристики их изменчивости, полученные в различные периоды съемки и по полигону в целом.

В течение всего периода работ изменчивость влагосодержания была достаточно высока — коэффициенты вариации колебались от 32 до 50 %. Исключение составил период съемки циклонического вихря: здесь значения ОВА были наибольшие, а изменчивость наименьшая. Обратная картина наблюдалась для многосуточной станции. Анализируя аналогичные поля направления геострофического ветра (рис. 4) нужно отметить, что для первого из районов характерны выходы южных циклонов (направление геострофического ветра 140–180°). Эти циклоны, зарождаясь у п-ова Флорида, длительное время смещаются над поверхностью океана,

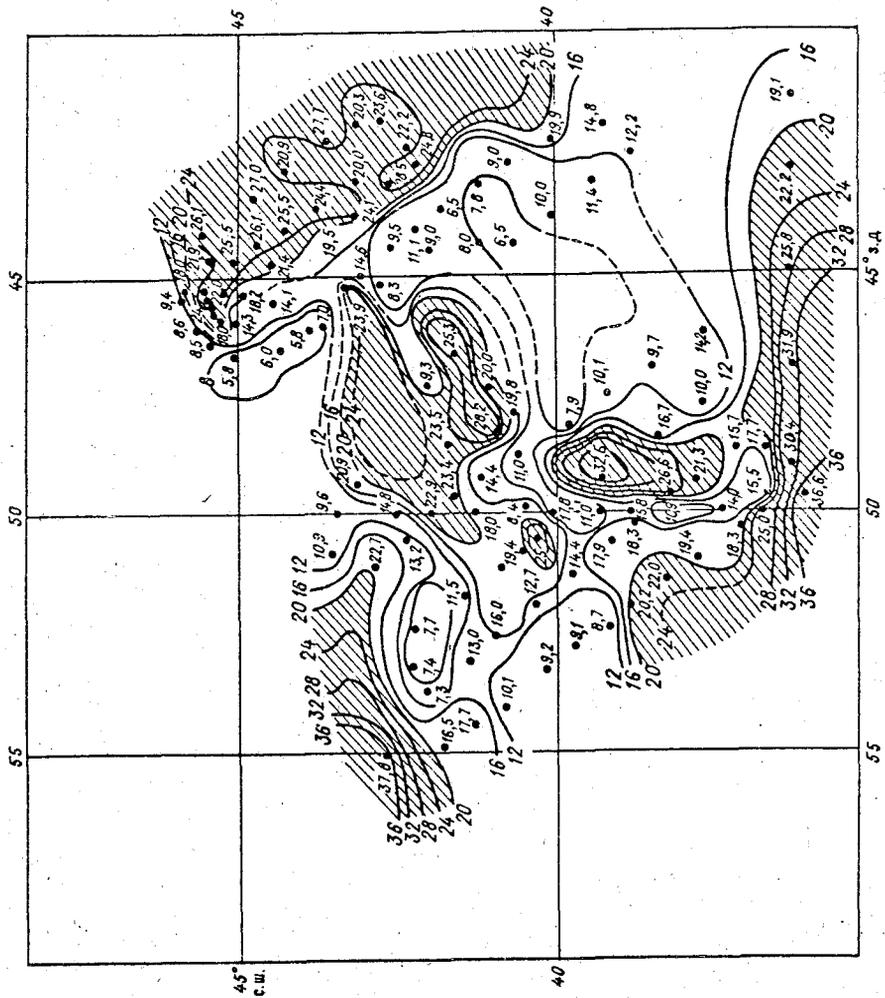


Рис. 1. Пространственно-временное распределение общего влагосодержания атмосферы Q над НВАЗО.
Штриховкой выделены зоны с $Q \geq 20 \text{ кг/м}^2$.

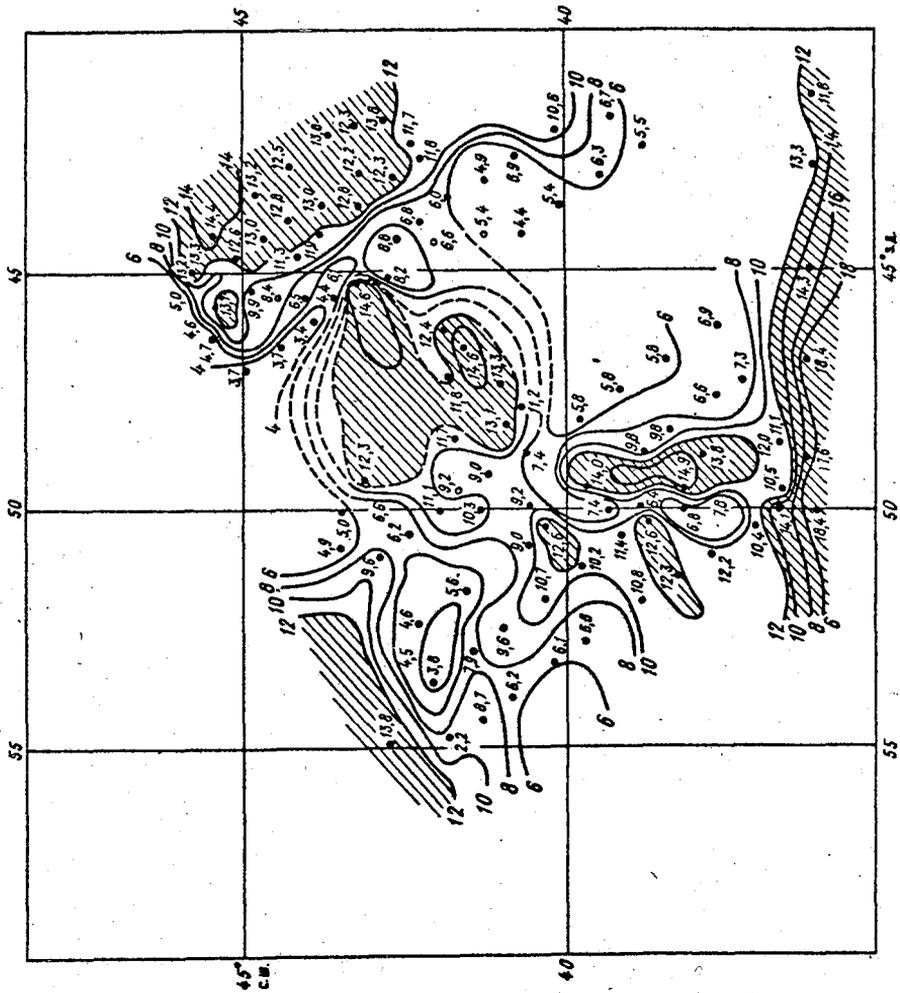


Рис. 2. Пространственно-временное распределение влагосодержания погранслоя Q850 над N3A30.
Штриховкой выделены зоны с $Q_{850} > 12 \text{ кг/м}^3$.

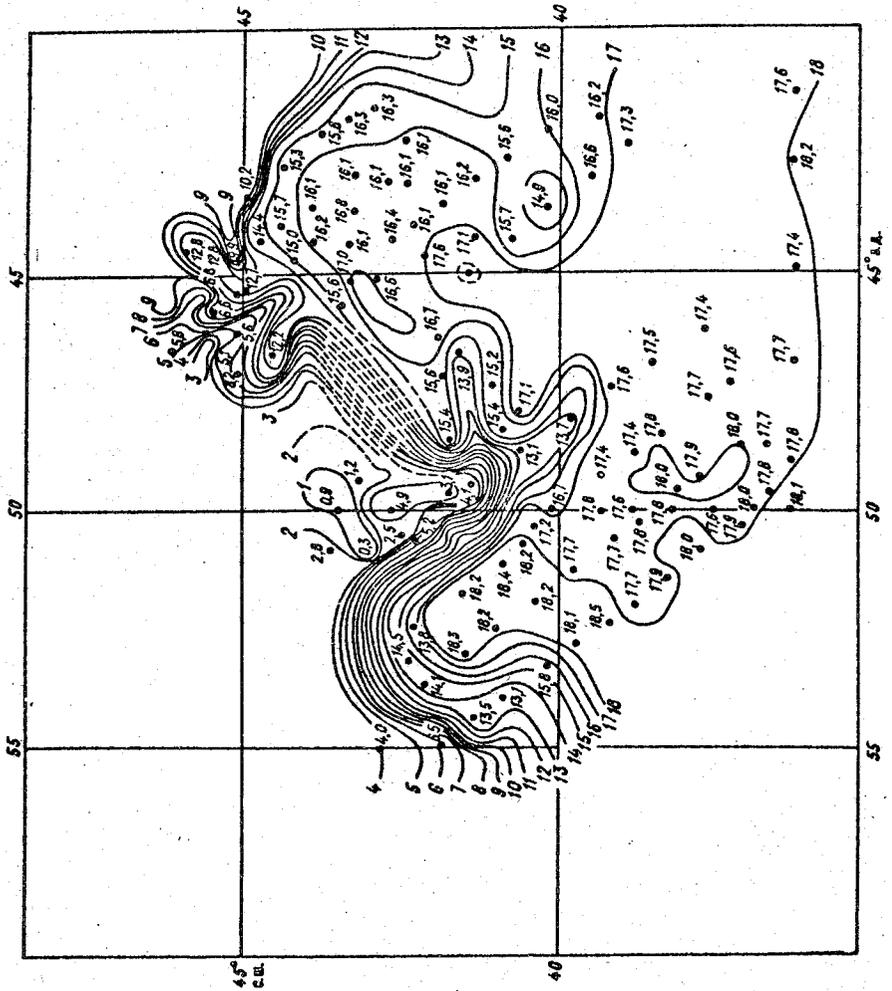


Рис. 3. Пространственно-временное распределение температуры поверхности воды НЗА 30.

Таблица 1

Статистические характеристики общего влагосодержания Q и влагосодержания погранслоя Q_{850} на различных этапах работы экспедиции

	13-й разрез	Западная часть НЭП	Съемка циклонического вихря	Многосуточная станция	Съемка фронта в НЭП	Съемка в целом
\bar{Q}	20,89	15,32	23,74	11,79	16,40	15,28
SKO_Q	6,69	5,66	4,17	5,86	7,52	7,16
Коэфф. вариации	32,0	36,9	17,6	49,7	45,9	46,9
\bar{Q}_{850}	12,72	8,78	12,93	5,92	9,01	8,33
$SKO_{Q_{850}}$	3,17	2,76	1,04	2,70	3,52	3,68
Коэфф. вариации	24,9	31,4	8,0	45,6	39,1	44,2
(Q_{850}/Q) 100 %	61	57	54	50	55	55

что приводит к трансформации воздушных масс. Для района же многосуточной станции характерен западный, северо-западный перенос (направление геострофического ветра $265-355^\circ$) полярно-фронтовых циклонов, в тылу которых происходил мощный заток сухих холодных воздушных масс с континента.

Для более детальной оценки влияния атмосферной циркуляции на ОВА весь период работ был разбит на периоды однородной циркуляции. Статистические характеристики временной изменчивости ОВА за эти периоды приведены в табл. 2.

Данная типизация имеет существенный недостаток: НЭП находится на стыке периодов I и III естественных синоптических районов, для которых элементарные синоптические процессы начинаются в различные сроки. Тем не менее она в целом неплохо отражает качественную связь ОВА с макросиноптическими процессами, которая не проявляется при больших масштабах усреднения. Так, средний коэффициент вариации Q для НЭП составляет 46,9 %, средний по пяти видам съемки — 36,4 %, а при использовании типизации — 31,7% (для Q_{850} соответственно 44,2; 29,8; 26,3 %). Эти результаты подтверждают мнение авторов /5/ о нецелесообразности „прямого” усреднения метеорологических характеристик в данном районе за периоды 7–20 сут. без учета синоптической ситуации.

По данным табл. 2 можно сделать вывод, что максимальные ОВА наблюдались при меридиональном переносе (периоды II, IV.2 и IV.6). В периоды II и V.6 происходил выход южных циклонов из района Карибского бассейна, а над восточным районом акватории возникала перемычка высокого давления, затрудняющая зональный перенос. В период IV.2 все пространство севернее 30° с. ш. находилось под влиянием блокирующего антициклона и выход южных циклонов осуществлялся по его периферии. Наименьшим влагосодержанием отличались периоды V.1 и V.4, характеризующиеся длительным стационарированием обширных окклюдированных циклонов, в тылу которых поступали выхоложенные воздушные массы из приполярных областей. В период V.3 уже наблюдалось ослабление зонального переноса, длительное стационарирование циклонов над районом работ, которое вызвало понижение ОВА.

Таблица 2

Статистические характеристики общего влагосодержания Q и влагосодержания погранслоя Q₈₅₀ для периодов односторонней циркуляции

	I	II	III	IV.1	IV.2	V.1	V.2	V.3	V.4	V.5	V.6
	(31.01— 04.02)	(04.02— 08.02)	(08.02— 12.02)	(13.02— 23.02)	(23.02— 03.03)	(04.03— 08.03)	(09.03— 12.03)	(12.03— 17.03)	(18.03— 24.03)	(24.03— 29.03)	(29.03— 02.04)
\bar{Q}	17,09	25,75	13,99	16,65	22,41	10,71	15,86	11,88	8,86	12,57	24,31
СКО _Q	3,08	6,45	4,46	6,88	5,13	5,14	3,50	5,46	4,45	4,23	2,41
Коэфф. вариации	18,0	26,0	31,9	41,3	22,9	47,9	22,1	45,9	50,2	33,7	9,9
Q ₈₅₀	11,13	14,69	7,71	9,44	11,85	6,14	8,00	5,36	4,18	7,01	12,72
СКО _{Q850}	1,99	3,02	1,76	2,98	2,36	2,92	1,50	2,01	1,61	2,01	0,75
Коэфф. вариации	17,8	20,6	22,8	31,6	19,9	47,6	18,8	37,5	38,5	28,7	5,9

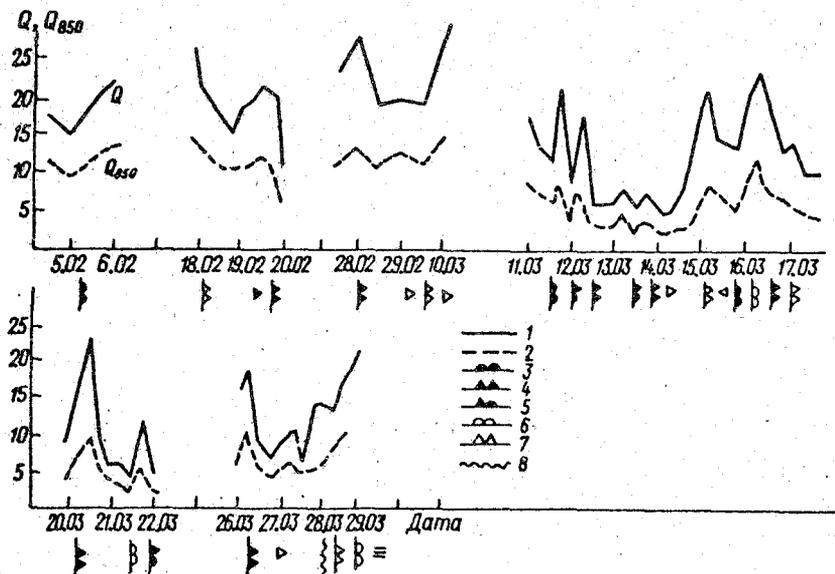


Рис. 5. Влияние прохождения атмосферных фронтов на колебания уровня влагосодержания.

1 — ОВА атмосферы, $\text{кг}/\text{м}^2$; 2 — ОВА погранслоя, $\text{кг}/\text{м}^2$; 3 — прохождение теплого фронта; 4 — прохождение холодного фронта; 5 — прохождение фронта окклюзии; 6 — вторичного теплого фронта; 7 — вторичного холодного фронта; 8 — гидрологического фронта.

Для оценки влияния мезомасштабных синоптических процессов на величину влагосодержания был проанализирован временной ход величин Q и Q_{850} за периоды, близкие ко времени прохождения атмосферных фронтов (рис. 5). На рисунке также отмечено время выпадения осадков, возникновения тумана и дымки. Полученные данные подтверждают уже известные закономерности /5, 6, 16/: при прохождении теплого фронта влагосодержание возрастает почти в 1,5 раза, холодные же фронты связаны с максимальными градиентами ОВА, и их прохождение вызывает уменьшение влагосодержания в 2–3 раза. Логично предположить, что ОВА тесно связано с температурой воздуха, тем более, что в формуле расчета абсолютной влажности два множителя определяются температурой, а один — влажностью воздуха. Однако при сравнении поля ОВА и температуры воздуха (рис. 6) видно, что, несмотря на соответствие больших значений ОВА высоким температурам воздуха в целом (особенно южнее 40° с. ш.), более мелкомасштабные особенности распределения ОВА не совсем согласуются с t_B . Гораздо большее сходство наблюдается между полями ОВА и турбулентного притока тепла P . Это объясняется тем, что повышенные значения ОВА характерны для южных циклонов, прошедших над океаном значительное расстояние, что привело к уменьшению температурных контрастов между водой и воздухом. И если в субтропических районах океана с преимущественно антициклоническим климатом величина влагосодержания определяется температурой воздуха (как и над континентом при аналогичной синоптической ситуации), то в умеренных

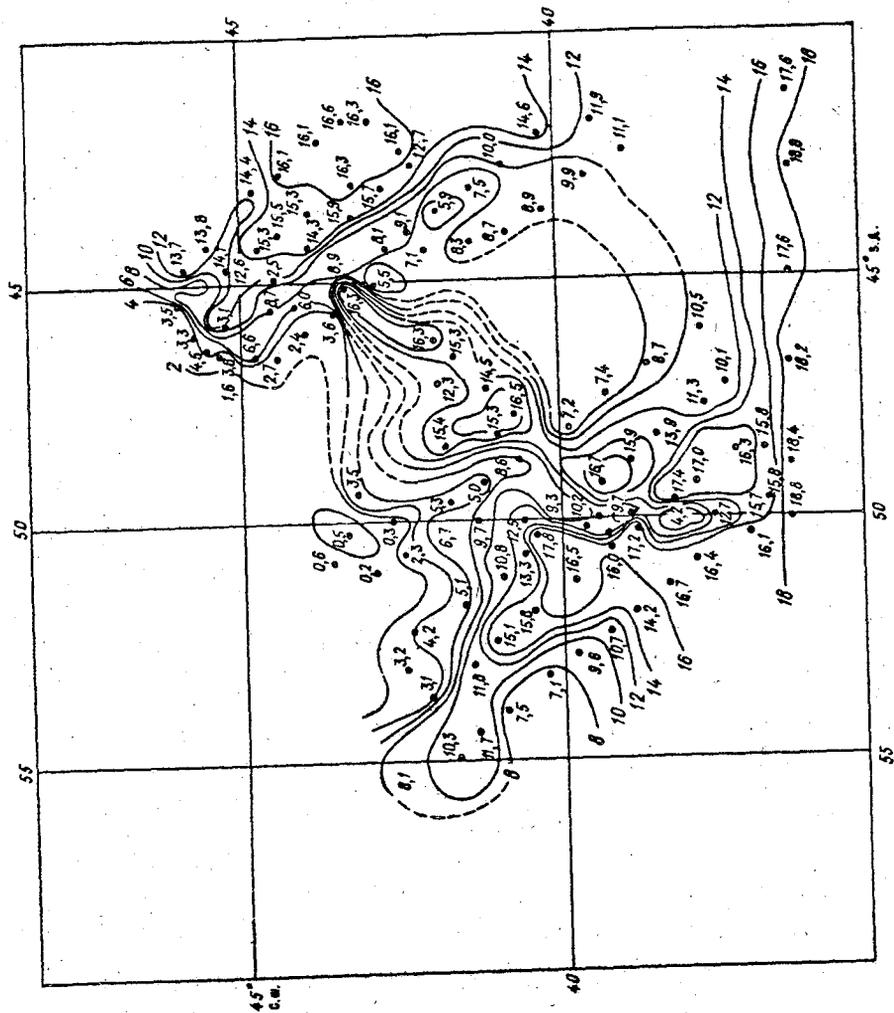


Рис. 6. Пространственно-временное распределение температуры воздуха t_v над НЭАЗО.

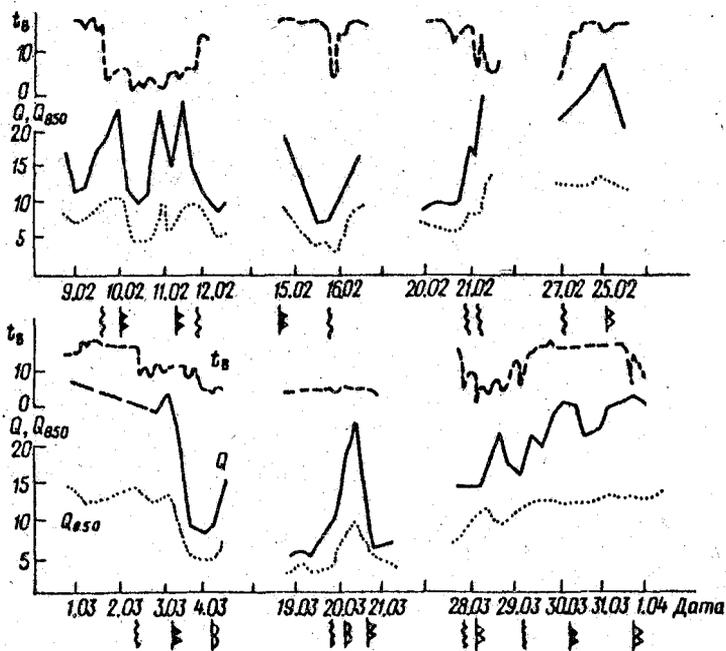


Рис. 7. Влияние прохождения гидрологического фронта на величину влагосодержания атмосферы.

широтах НЭП основную роль начинают играть разность температур вода — воздух.

На рис. 7 иллюстрируется влияние на величину ОВА пересечения гидрологических фронтов. Долгопериодные изменения ОВА и температуры воды подобны, но реакция ОВА на пересечение гидрофронта маскируется влиянием атмосферных фронтов, которым свойственно стационаривать в зоне гидрофронта.

В свою очередь, влагосодержание оказывает влияние на обмен влагой между океаном и атмосферой. Анализируя пространственно-временное распределение турбулентного притока скрытого тепла LE можно отметить, что районам повышенной температуры воды как правило соответствует $LE > 1$ кДж/м² · ч. Исключение составляют центральная и северо-восточная части полигона, где, несмотря на высокие значения температуры воды, значения LE не превышают 0,25 кДж/м² · ч и часто бывают отрицательными. Над акваторией, находящейся южнее 40° с. ш., где температура воды изменяется незначительно в диапазоне 17–18 °С, выявлены очаги пониженного LE . В этих областях отмечаются максимальные значения ОВА, вызывающие минимальные притоки влаги из океана в атмосферу.

Вышеперечисленные особенности подтверждают вывод авторов [7] о том, что влагосодержание атмосферы действительно может использоваться для характеристики взаимодействия океана и атмосферы.

В работе [12] предлагалось использовать динамику послонного влагосо-

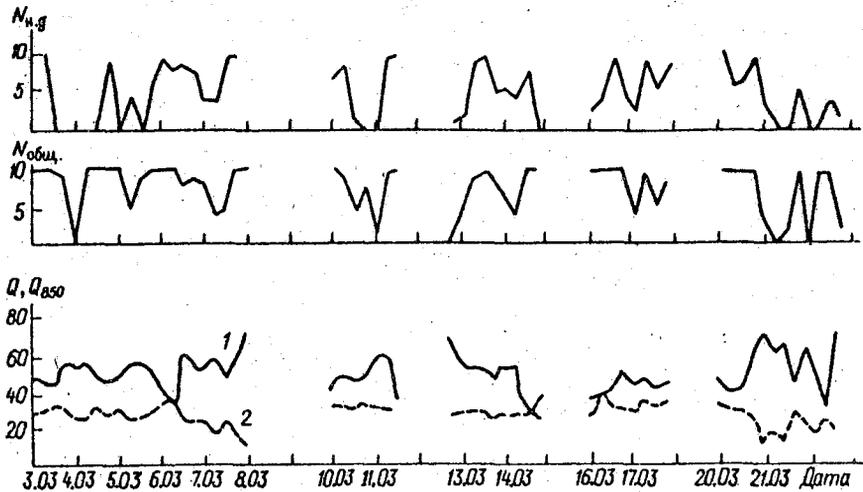


Рис. 8. Динамика послынного влагосодержания как индикатор вертикальных движений.

1 — влагосодержание слоя 1000 ... 850 гПа; 2 — 850 ... 700 гПа.

держания для характеристики вертикальных движений в атмосфере. На рис. 8 приведены фрагменты временного хода влагосодержания пограничного слоя, а также слоя 850–700 гПа и балльность облачности как индикатор вертикальных движений за период выполнения многосуточной станции. Приведенные данные показывают, что сближение значений послынного влагосодержания (увеличение влагосодержания пограничного слоя и уменьшение слоя 850–700 гПа) свидетельствует о наличии нисходящих движений. Этому соответствует уменьшение количества облачности. Удаление кривых друг от друга указывает на восходящие движения; количество облаков при этом увеличивается. Количество облачности нижнего яруса менее инерционно, чем количество общей облачности. Реакция $N_{\text{общ}}$ запаздывает по сравнению с $N_{\text{н.я}}$ примерно на 6–12 ч при изменении знака вертикальных движений. Таким образом, использование динамики послынного влагосодержания как трассера вертикальных движений, предложенное в [12], для данного района дало неплохие результаты.

Подводя итог вышесказанному, можно кратко сформулировать следующие основные выводы:

1. Поля общего влагосодержания Q и влагосодержания пограничного слоя Q_{850} подобны и их изменчивость определяется типом циркуляции атмосферы и интенсивностью циклонической деятельности, что следует учитывать при статистической обработке временных рядов этих величин. Максимальные значения $Q_{\text{ВА}}$ отмечаются при выходе южных циклонов, минимальные — при смещении на этот район и последующем стационаровании полярно-фронтальных циклонов. Динамика этих величин тесно связана с прохождением атмосферных фронтов; гидрологический же фронт заметно влияет на величину $Q_{\text{ВА}}$ лишь в пределах одной и той же воздушной массы. На пограничный слой приходится 55 % общего влагосодержания.

2. Величина ОВА, по-видимому, определяется величиной турбулентности потока явного тепла (интенсивность теплообмена), и оказывает влияние, в свою очередь, на величину турбулентного потока скрытого тепла (интенсивность влагообмена). Таким образом, полученные данные подтверждают мнение о возможности использования влагосодержания в качестве индикатора воздействия термических характеристик океана на атмосферную циркуляцию.

3. Сопоставление динамики послойного влагосодержания атмосферы над НЭП и балльности облачности позволяет использовать первую из указанных характеристик при параметризации вертикальных движений.

В настоящей работе исследована лишь качественная взаимосвязь ОВА с гидрометеорологическими параметрами. Для разделения пространственной и временной изменчивости необходимо привлечь в дальнейшем данные измерений других НИСП, островных и береговых станций за тот же период времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобылев Л. П., Щукин Г. Г., Попова Н. Д. Радиотеплолокационные исследования влаго- и водозапаса атмосферы при наличии слоистообразных облаков. — Метеорология и гидрология, 1988, № 8, с. 103–106.

2. Гулев А. К., Колико А. В., Лаппо С. С. Взаимодействие океана и атмосферы в Ньюфаундлендской энергоактивной области в условиях аномальных атмосферных ситуаций. — Метеорология и гидрология, 1987, № 8, с. 63–71.

3. Домбровская Е. П. О возможности использования данных общего влагосодержания атмосферы в синоптическом анализе. — Тр. ГМЦ, 1973, вып. 110, с. 73–85.

4. Капитонова Г. П., Пиус Н. З. Бюджет водяного пара и осадки в синоптических образованиях умеренных широт. — Метеорология и гидрология, 1980, №1, с. 5–12.

5. Лайхтман Д. А. Динамическая метеорология. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. 607 с.

6. Мелехин В. С., Темнов В. В. О теплосодержании атмосферы над районом тропической ЭАЗО в феррале–марте 1978 г. — В кн.: Сб. научно-методических статей за 44-й экспедиционный рейс/Под ред. В. П. Черного. — Одесса, 1987, с. 45–56.

7. Отчет о работах НИСП „Волна” в 47-м рейсе. — Одесса, 1988, т. 1, ч. 1, п. 3.6.

8. Перес Д., Амаро А. Интенсивность влагосодержания атмосферы в период советско-кубинского эксперимента в Карибском море. — В кн.: Тропическая метеорология. Труды 2-го Международного симпозиума. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. 85 с.

9. Ткаченко А. В. Об эффективности фазовых переходов влаги при исследованиях тепло- и влагообмена в пограничном слое атмосферы. — В кн.: Взаимодействие атмосферы и океана. Первый Севастопольский симпозиум. Экспресс-информация № 2. — Киев: Наукова Думка, 1966, с. 176–182.

10. Cadet Daniel L. Analisis of precipitable water using Tiros — N date and ECMW FGGE level III-v humidity analisis. — GARP Spec. Rept., 1985, N 44, p.1/54 — 1/63.

11. Chang H. D., Hwang P. H., Wilheit T. T., Chang A. T. C., Staelin D. H., Rosenkranz P. W. Monthly distributions of precipitable water from the Nimbus-7SMMR data. — J. Geophys. Res., 1984, D. 89, N 4, p. 5328–5334.

12. Katsaros Kristina B., Mc. Murdie Linn A. Atmospheric water distribution in cyclones as seen with scanning multichannel microwave radiometers (SMMR). — Int. Geosci. and Remote Sens. Symp. (IGARSS 83): Remote Sens.: Extend Man's Horizon, San Francisco, Calif., 1983, vol. 7. Digest., New York, N.Y., 1983, wp. 5.4/1 — wp. 5.4/5.

13. Olson W. S., Weinman J. A., Yeh C. L., Chin R. T. Liquid water content in maritime clouds determined by multichannel microwave radiometry. In: 5 th Conf. Atmos. Radiat. Baltimore, Md. — Boston, Mass., 1983, p. 80–82.

14. P o c M. M., R o u l l e a n M. Water vapour fields derived Meteosat-1 water vapour channel data. - J. Clim. Appl. Meteorol., 1983, N 9, p. 1628-1636.

15. P r a b h a k a r a C., S h o r t D a v i d A. Nimbus-7 SMMR derived seasonal variations in the water vapour liquid water and surface wind over the global oceans. - Conf. Satell. Remote Sensing and Appl. Clearwater Beach, Fla. - Boston, Mass., 1984, p. 127-131.

16. S h o r t D a v i d A., P r a b h a k a r a C. Satellite derived atmospheric water vapour as tracer of large scale interactions between the atmosphere and ocean. - Conf. Satell. Remote Sensing and Appl. Clearwater Beach, Fla.; - Boston, Mass., 1984, p. 143-148.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СВЧ-РАДИОМЕТРИИ ПРИ ОЦЕНКЕ МЕЛИОРАТИВНОГО СОСТОЯНИЯ ОСУШЕННЫХ ЗЕМЕЛЬ (НА ПРИМЕРЕ ЭКСПЕРИМЕНТОВ В ЭСТОНСКОЙ ССР)

По данным Главного управления мелиорации Госагропрома ЭССР на 1.01.88 г., в Эстонской ССР осушено 615,8 тыс. га земель. В период 1988—1990 гг. планируется провести реконструкцию и восстановление осушительных систем на площади в 25,0 тыс га, а в период 1991—1995 гг. — на площади в 48,8 тыс. га. При таких больших площадях планируемой реконструкции объем необходимой информации о влажностном режиме мелиорированных земель должен быть весьма значительным. Традиционные контактные методы определения влажности почв не могут обеспечить получение массива данных с необходимой детальностью для выделения границ различной влагообеспеченности в пределах одного мелиорированного объекта. Такая задача, по-видимому, может быть решена лишь с помощью дистанционного зондирования влажности СВЧ-радиометром, установленным на борту летательного аппарата.

В период 1986—1988 гг. ГГО, ЛПИ и ГПИИ „Эстмелиопроект” проводились совместные комплексные эксперименты по СВЧ-радиометрическому контролю за состоянием мелиорированных объектов. Для этих работ использовались СВЧ-влажмеры на длине волны $\lambda = 21$ см [1], которые устанавливались на борту вертолета-лаборатории Ка-26 и передвижной радиометрической станции, смонтированной на базе автомашины ГАЗ-66. Наземные контактные измерения влажности, проводимые для контроля СВЧ-радиометрической съемки, и окончательную обработку информации, необходимой для проектирования, обеспечивали сотрудники ГПИИ „Эстмелиопроект”.

Полевые измерения радиоизлучения с автомобиля ГАЗ-66 были проведены для проверки работоспособности аппаратуры и апробации методики дистанционного способа определения влажности почв путем сравнения данных СВЧ-радиометрических (с малой высоты) и контактных измерений влажности. Машина была оборудована СВЧ-влажмером, укомплектованным стандартной антенной Пб-23А, расположенной на высоте примерно 2 м над подстилающей поверхностью. Измерения проводились на паровом поле — ровном, боронованном, с однородной влажностью. В 78 точках вдоль движения машины были взяты пробы влажности в слое 0—10 см прибором Ковалева. СВЧ-радиометрические измерения выполнялись двумя способами — измерения на стоянке автомобиля у точки взятия проб и при непрерывном движении по трассе, включающей эти точки. Радиометр был откалиброван по радиоизлучению водной поверхности.

На рис. 1 приведены данные сравнений значений влажности, полученных СВЧ-радиометрическим способом (1) и при наземных измерениях прибором Ковалева (2). Очевидно, что средние уровни влажности по данным измерений достаточно хорошо соответствуют друг другу.

В табл. 1 приведены результаты сравнений данных наземных и СВЧ-ра-

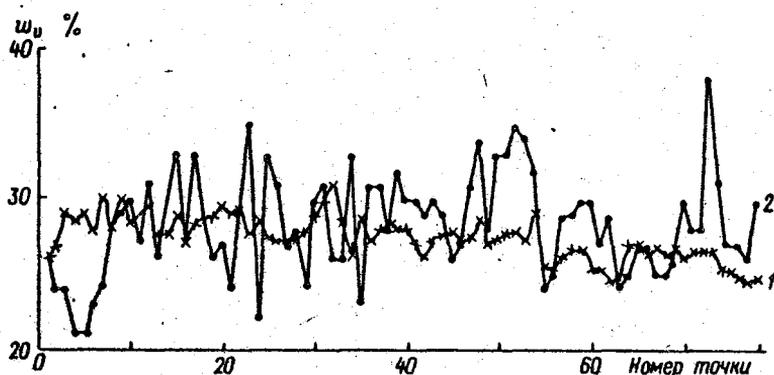


Рис. 1. Сравнение данных СВЧ-радиометрических (1) и наземных (2) измерений объемной влажности почв на контрольном поле.

диометрических измерений. В ней представлены число измерений n , средние значения влажности \bar{w}_v , среднеквадратические отклонения σ_{n-1} , коэффициенты вариации CV объемной влажности при измерениях на точках и в движении.

Данные таблицы свидетельствуют о хорошем соответствии (с учетом СКО) результатов наземных и радиометрических измерений и об отсутствии влияния движения автомобиля на данные СВЧ-влажмера. Заметим, что большой коэффициент вариации для контактных данных полностью отражает пестроту поля влажности почвы. Контактные измерения № 10 и № 22 были проведены дважды в точках, отстоящих приблизительно на 0,5 м в пределах пятна диаграммы направленности антенны. Результаты измерений, представленные на рис. 1, отличались в первом пункте на 6 % (36 и 30 %), во втором – на 13 % (18 и 31 %). Усредняющее влияние диаграммы направленности антенны значительно уменьшает вариации влажности (см. табл. 1).

Обследование мелиоративных объектов проводилось с борта вертолета Ка-26 на высоте 50 м, при этом ширина полосы захвата антенны радиометра составляла 0,7 высоты полета. Облет объекта осуществлялся параллельными галсами челночным способом. Расстояние между галсами выдерживалось в пределах 100 м с визуальной привязкой по карте–схеме полета масштабом 1 : 10000. Таким образом осуществлялась наиболее точная привязка данных СВЧ-измерений к топоснове исследуемого объекта.

Полученная информация с борта вертолета-лаборатории после предварительной обработки передавалась в ГПИИ „Эстмелиопроект”, где окончательная обработка проводилась на ЭВМ.

Таблица 1

Тип измерений	n	Измерения на стоянке			Измерения в движении			
		$\bar{w}_v, \%$	$\sigma_{n-1}, \%$	CV	$\bar{w}_v, \%$	$\sigma_{n-1}, \%$	CV	
Контактные измерения прибором Ковалева	78	28,4	3,5	0,12	53	28,5	3,7	0,13
СВЧ-радиометрические измерения	78	27,5	1,4	0,05	53	28,4	1,0	0,04

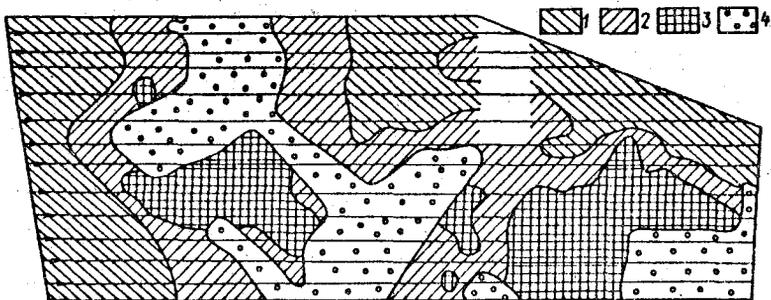


Рис. 2. Карта-схема влажности почв мелиоративного объекта за 10.05.88 г.
 1 – влажность почвы 25–30 %; 2 – влажность почвы 31–35 %; 3 – влажность почвы > 35 %; 4 – лес; стрелками обозначены направления галсов полета.

чательно обрабатывалась с целью решения задач мелиорации на ПЭВМ ТАП-34. Для этого использовался специально разработанный инженером М. Кивистик пакет следующих программ:

1. YLD – программа ввода и печати общих данных полета (район хозяйства, объект, время съемки и обработки, фамилия оператора)

2. TOOT – программа ввода и корректировки данных СВЧ-съемки, координат галсов

3. VIIIART – программа для создания карт влажности, температуры почв и карт динамики влажности и температуры почв по данным повторных полетов

4. VORDLE – программа подготовки данных повторных полетов для составления карт динамики влажности и температуры почв

5. STATIST, SPEAR – программа статистической обработки данных

В результате обработки с помощью этого пакета программ данных СВЧ-радиометрической съемки были получены карты влажности почв более 10 мелиорированных объектов в различных районах Эст. ССР. На рис. 2 и 3 представлены карты-схемы объекта Pastaku Тартуского района, составленные в мае 1988 г. с интервалом в 5 сут.

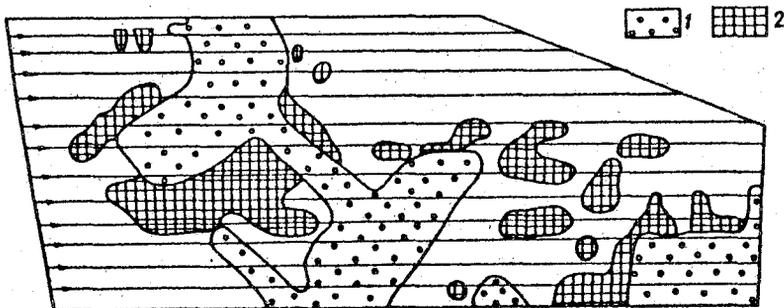


Рис. 3. Карта-схема влажности почв мелиоративного объекта за 15.05.88 г.
 1 – лес; 2 – выходы грунтовых вод в осушенный слой; стрелки – направление галсов полета.

Сравнение этих данных позволяет проследить динамику влажности на мелиорированных объектах и выявить участки с различной степенью увлажненности, а также определить эффективность действия дренажных систем по скорости ухода избыточной влаги.

Согласно данным [2], интенсивность осушения земель можно оценить только на фоне их влажностного режима. Если предположить, что весенние полевые работы в хозяйстве начинаются с полей на почвах, не нуждающихся в осушении, то можно считать интенсивность осушения удовлетворительной на тех полях, где оптимальный режим влажности наступает на пять дней позже.

На исследуемом нами объекте Pastaku критерием сухих почв был выбран северный участок, где на период первой съемки (10.05.88 г.) проводились землеобрабатывающие работы. Влажность данного участка колебалась в пределах 23—30 % объемной влажности. Наибольшее значение влажности данного участка, а именно 30 %, и было взято нами за критическое, характеризующее оптимальный режим увлажнения.

Результаты первой съемки влажности почвы на объекте Pastaku (см. рис. 2) позволили определить границы участков, имеющих различную степень увлажненности. Так как в весенний период по результатам одной съемки не представляется возможным провести оценку интенсивности осушения, то 15.05.88 г. была выполнена повторная СВЧ-съемка влажности поверхностного слоя. Данные повторных измерений в виде картосхемы объекта представлены на рис. 3.

Сравнивая результаты измерений влажности с интервалом в 5 сут., можно отметить, что большая часть почвенного покрова, имевшая влажность более 30 % на момент первой съемки, по истечению пятидневного периода достигала оптимального режима и может быть пригодна к сельскохозяйственной обработке. Вместе с тем, по результатам повторной съемки объекта Pastaku были определены места с сохранившейся или повысившейся выше критического значения влажностью.

Проведенные гидрологические наземные исследования показали, что наличие зон с высокой влажностью связано с выходом грунтовых вод с осушаемой дренажной системой слой (см. рис. 3). Это подтверждает общепризнанную точку зрения о том, что влажность пахотного слоя, которая непосредственно определяет несущую способность поля, в безосадочный период зависит в основном от глубины грунтовых вод. Причинами появления таких вод на мелиорированном объекте могут быть ошибки при проектировании дренажных работ или повреждения дренажной сети в период ее эксплуатации.

Анализ результатов экспериментов, проводимых на протяжении трех лет на территории ЭССР, позволил сделать следующие выводы:

1. Построение карты-схемы влажности почв сельхозугодий с помощью СВЧ-радиометрического зондирования делает возможным оперативное и объективное определение состояния мелиорированного фонда хозяйств и планирование землеобрабатывающих работ. Полеты для составления подобных схем целесообразно выполнять с вертолета с высоты 100 м расстоянием между галсами 100—200 м. Оформление таких карт-схем влажности почв производится в масштабе 1:10000.

2. На мелиорированных объектах, подлежащих реконструкции, карты-схемы влажности почв могут быть использованы для выщеления границ переувлажненных земель, а при наличии данных повторных полетов, т. е. карт динамики влажности, — для оценки типа питания осушаемого слоя и выделения районов с неудовлетворительно функционирующим дренажом. При этом материалы съемки целесообразно оформлять в предпроектной стадии (выбор объекта, планирование изыскательских работ) в масштабе 1:10000, а для целей проектирования — в масштабе 1:2000.

3. Карты динамики влажности почв могут быть использованы и как источник дополнительной информации при проектировании осушительных систем. Например, для определения расстояния между осушительными дренами или диаметра закрытых дренажных коллекторов.

4. В условиях Эстонской ССР в качестве носителей СВЧ-влажмера целесообразно использовать либо вертолет Ка-26 (при работах на уровне хозяйств и обширных объектов осушения), либо автомобиль ГАЗ-66 (при работах на уровне системы осушения).

Широкое внедрение метода СВЧ-радиометрического зондирования в практику мелиорации будет способствовать получению детальной и договорной информации, необходимой для целей проектирования, строительства и эксплуатации мелиоративных систем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. В а ш у к о в А. И. и др. Дистанционный СВЧ-влажмер 21-сантиметрового диапазона / А. И. Вашуков, В. А. Воронин, Ю. В. Рыбаков, Д. В. Шаников, Е. М. Лульгина. — В кн.: Тезисы докладов на I Всес. научно-техническом симп. по., Дистанционному зондированию земных покровов радиометодами". — М.: Радио и связь, 1985, с. 125—126.

2. И з у ч е н и е качества дренажа в 1974—1982 гг. (рекомендации для мелиораторов). — Таллин, 1983.

ВОЗМОЖНОСТЬ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВ ПОЛЕЙ С РАСТИТЕЛЬНЫМ ПОКРОВОМ ПО ДАННЫМ СВЧ-РАДИОМЕТРИИ

Большая часть исследований по теории и технике дистанционного СВЧ-зондирования влажности почв, проведенных в ГГО в 1983–1988 гг., была выполнена в весенний или осенний период на полях, лишенных растительности. Биомасса растений, прозрачная для излучения в дециметровом диапазоне, создает определенный экранирующий эффект, что усложняет интерпретацию экспериментальных значений радиоярких температур с целью определения поверхностной влажности. С другой стороны, величина экранирующего эффекта определяется биомассой растений в данный момент и корреляционно связана с урожайностью данной культуры. Поэтому для большинства задач сельскохозяйственного производства необходимо периодически вести мониторинг влажности почвы и биомассы растений.

Для отработки методики проведения подобных работ и накопления статистического материала 27–28 июня в Краснодарском крае были выполнены СВЧ-измерения на сельскохозяйственных угодьях колхоза „Память Ленина” Тимашевского района. Измерения проводились с борта вертолета Ми-8 с помощью ранее разработанного дистанционного влагомера диапазона 21 см [1] (высота проведения съемки – 50 м; скорость носителя – 80 км/ч; диаметр пятна усреднения на поверхности для данной высоты – примерно 35 м). На рис. 1 в качестве примера приведены средние значения радиояркой температуры для нескольких полей с различным агрофоном, полученные по трассе полета 27–28 июня 1987 г.

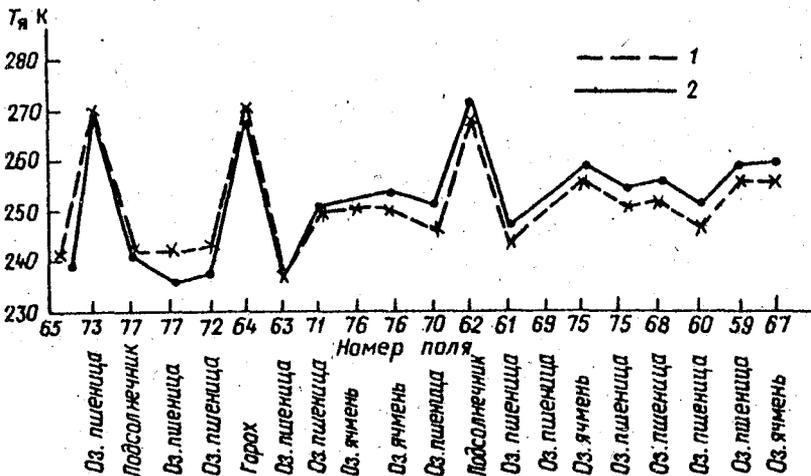


Рис. 1. Пространственное распределение радиоярких температур системы полей с различным агрофоном для двух дней эксперимента.
1 – 27.06.87 г.; 2 – 28.06.87 г.

Видно, что две выборки трассовых значений связаны сильной корреляционной зависимостью. Несовпадение результатов может быть вызвано как аппаратными (дрейф нулей, нелинейность) и методическими ошибками (неправильное усреднение результатов), так и навигационными ошибками, вызванными смещением галсов полета от осевых линий полей. Условно можно разделить все 9 типов агрофона на полях колхоза на две группы: с высокими и низкими значениями радиоярких температур. К первой группе (270–280 К) относятся подсолнечник, горох, сахарная свекла, кукуруза: ко второй (< 270 К) – озимые пшеница и ячмень, многолетние травы, овощные культуры.

Таким образом, при наличии минимальной опорной информации о значениях радиоярких температур можно обнаружить площади, занятые контрастными культурами.

Одной из основных целей дистанционного зондирования является, как уже говорилось, определение поверхностной влажности почвы в предпосевной период и ее периодических измерений в периоды вегетации растений для прогнозирования урожайности культур.

Поверхностная влажность хорошо определяется на полях, лишенных растительности, например, непаханных парах. Однако в момент проведения эксперимента таких полей на территории колхоза не было, а единственное свежеспаханное паровое поле характеризовалось очень высоким значением радиояркой температуры из-за разрыхления и быстрого подсыхания верхнего слоя почвы. Естественно, радиотепловая характеристика такого поля не могла служить эталоном для сравнений с излучением полей, покрытых растительностью. Поэтому в качестве таких эталонов были использованы участки пустоши, покров которых можно считать прозрачным в диапазоне дециметровых волн. Кроме того, анализ массива данных выявил, что значения радиоярких температур участков пустоши и расположенных рядом полей с колосовыми культурами совпадают в пределах ошибки измерений. Это позволило сделать вывод о том, что в период проведения эксперимента биомасса колосовых прозрачна для изучения и такие поля могут служить эталоном при определении экранирующего эффекта растительности на близлежащих угодьях.

По значениям радиоярких температур полей было определено пространственное распределение влажности на угодьях колхоза и радиояркие контрасты, обусловленные наличием сельскохозяйственных культур.

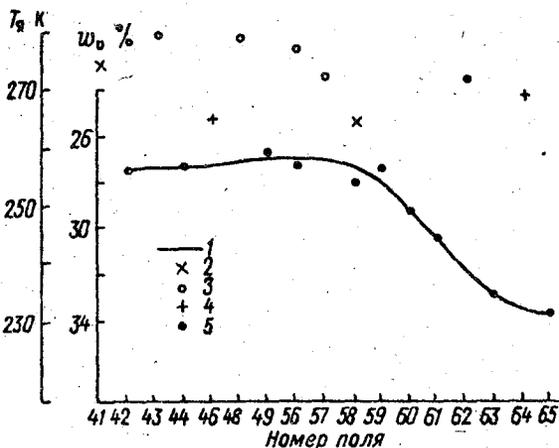
На рис. 2 в качестве примера приведен широтный ход радиоярких температур и влажности системы полей и средние радиояркие температуры отдельных полей этой системы с различным агрофоном. Отчетливо прослеживается увеличение влажности от центральной части земельного массива колхоза к его восточной границе. Аналогичный широтный ход имеют распределения влажности и по другим системам полей.

В изотермическом приближении, т. е. в предположении равенства термодинамических температур почвы и растительности, радиояркая температура системы почва–растительность $T_{я.пр}$ имеет вид [2/

$$T_{я.пр} = T_{яп} \beta + (1 - \beta) T_0,$$

Рис. 2. Пространственный ход объемной влажности w_v (1) системы полей и радиояркостные температуры $T_{я}$ полей с различными сельхозкультурами.

2 — кукуруза, 3 — сахарная свекла, 4 — горох, 5 — подсолнечник.



где $T_{яп}$ — яркостная температура почвы без растительности (эталонного поля); T_0 — термодинамическая температура почвы (растительности); β — коэффициент пропускания излучения растительным слоем.

Массив радиояркостных температур, характеризующий радиоизлучение полей колхоза с различным агрофоном, в том числе и радиоизлучение эталонных полей, позволил оценить значения коэффициента пропускания для различных сельскохозяйственных культур. В табл. 1 приведены средние значения β и среднеквадратическое отклонение σ_{n-1} коэффициентов пропускания для ряда культур.

Зная коэффициенты пропускания для различных типов растительности, по формуле (1) можно восстановить радиояркостную температуру почвы без растительности, а, следовательно, и истинное значение влажности объекта.

Предложенная методика восстановления влажности была использована при интерпретации данных СВЧ-съемки контрольного маршрута над двумя соседними полями, одно из которых было занято подсолнечником, а второе представляло собой пустошь. Наземные измерения вдоль линии полета не выявили каких-либо закономерностей пространственного измерения поля влажности почв, средние значения и СКО объемной влажности составляли 28 и 7 % соответственно. Без учета экранирующего влияния растительности соответствующие значения, полученные из данных СВЧ-радиометрических измерений, составили для пустоши 28,4 и 0,6 %, а для поля с подсолнечником — 22,7 и 0,3 %. Расчет истинной радиояркостной температуры по формуле (1) с коэффициентом пропускания $\beta = 0,47$ позволил уточнить влажность почвы под растительностью. Ее значение составило 29,8 %, что хорошо соответствует данным наземных контактных измерений влажности почв.

Таблица 1

	Сахарная свекла	Подсолнечник	Горох	Кукуруза	Овощи
$\bar{\beta}$	0,54	0,47	0,53	0,71	0,63
σ_{n-1}	0,07	0,04	0,07	0,08	

Набор статистических данных о радиоизлучении полей с различными сельскохозяйственными культурами в разные вегетационные периоды позволит получить массив коэффициентов пропускания и учитывать влияние растительности при восстановлении поля влажности по данным СВЧ-радиометрических измерений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. В а ш у к о в А. И. и др. Дистанционный СВЧ-влажномер 21-сантиметрового диапазона / А. И. Вашуков, В. А. Воронин, Ю. В. Рыбаков, Д. В. Шанников, Е. М. Шульгина — В кн.: Тезисы докл. на I Всес. научно-техническом симп. по Дистанционному зондированию земных покровов радиометодами. — М.: Радио и связь, 1985, с. 125–126.
2. Ш у т к о А. М. СВЧ-радиометрия водной поверхности и почвогрунтов. — М.: Наука, 1986. 190 с.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АКТИВНО-ПАССИВНЫХ РЛС ДЛЯ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЛЕДЯНЫХ ПОКРОВОВ (АНАЛИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР)

Первые публикации о возможности создания радиолокационного радиометра относятся к концу 60-х годов. В частности, в работе /6/ высказывалось предположение о том, что совместные радиолокационные и радиометрические измерения осадков и состояния поверхности моря с ИСЗ могут дать лучшие результаты, чем измерения, проводимые порознь одним из этих методов. Комбинированная система РЛС—РМС оказалась бы лишь немного сложнее, потребовав незначительного увеличения мощности источников питания по сравнению с каждым устройством с отдельности. Комплексирование РЛС и РМС основано на том, что, поскольку оба устройства принимают сигналы шумового характера, то в обоих приемниках можно использовать систему синхронного детектирования Дике при условии, что на вход РЛС поступает достаточное число независимых выборок принимаемого сигнала. В этом случае РЛС может работать почти как модуляционный радиометр с соответствующим уменьшением отношения сигнал/шум. При землеобзоре наложение радиотепловой карты местности на относительно устойчивое радиолокационное изображение может облегчить интерпретацию результатов измерений.

Конструктивно система РЛС—РМС может быть построена на основе РМС с добавлением маломощного передатчика, работающего в режиме непрерывного излучения, и второго приемного канала с отдельным выходом.

Рабочая частота системы РЛС—РМС, установленной на океанографическом ИСЗ, выбирается на основе компромиссного решения, учитывающего ослабление в атмосфере и обеспечение антенны больших размеров. Предполагается, что оптимальная частота находится в 3 сантиметровом диапазоне волн. Параметры такой системы, установленной на ИСЗ с высотой орбиты 1000 км, могут иметь следующие значения: ширина луча антенны — 0,02 рад; ширина сектора сканирования — 1,5 рад; полоса пропускания РМС — 200 МГц, чувствительность РМС — 1,71 К при скорости полета 6 км/с; требуемая мощность передатчика — 2,64 Вт; максимальные размеры участка обзора — 27,4 х х 37,5 км. Время работы между РМС и РЛС распределено в соотношении 0,25 : 0,75.

Для самолетной системы РЛС—РМС, по мнению авторов /6/, целесообразна работа на волне 8,6 мм. Тогда при высоте полета 1 км и скорости 100 м/с, ширине луча 0,01 рад и угле сканирования 1 рад пространственное разрешение на местности составляет 12х14,4 м.

Практическая реализация рассмотренного выше варианта системы РЛС—РМС была осуществлена на КА „Скайлэб” в 1973—1974 гг. с борта которого проводились одновременные измерения различных параметров земных покровов и атмосферы с помощью радиометра-скаттерометра $S = 193$ /7, 16/. Прибор предназначался для одновременного измерения с орбиты на частоте 13,9 ГГц, характеристик отраженного радиолокационного сигнала и радиояркостной температуры $T_{я}$. Основная задача состояла в изучении ветров и выпадения осадков над океаном.

Антенна РМС представляет собой параболический рефлектор диаметром 115 см с механическим сканированием вдоль и поперек трассы, двумя поляризациями и шириной луча 2° , образующим на поверхности след диаметром 16 км. Ширина полосы обзора 180 км.

Сигнал с антенны поступает на предусилитель (на туннельном диоде) (рис. 1), а полученный после смесителя сигнал промежуточной частоты подается на приемники радиометра и скаттерометра. После детектирования и интегрирования выходное напряжение преобразуется в цифровую форму и регистрируется на магнитной ленте.

Анализировалась связь между данными активного и пассивного каналов при сканировании в диапазоне $0-48^\circ$ от надир. Наименьшая корреляция имеет место при вертикальной поляризации и угле 30° .

В работе /13/ подчеркивается возможность создания комбинированной системы RADISAR, включающей в себя РЛС с синтезированной апертурой (САП) и СВЧ-радиометр. Примерные характеристики системы: рабочая частота 10 ГГц, длина антенны вдоль траектории полета — 2,44 м обеспечивает площадь, высвечиваемую лучом РМС, равную $12,3 \times 17,4$ км. При угле наклона антенны -45° наклонная дальность составляет 1000 км. Ориентировочные расчеты показывают, что при собственной шумовой температуре РМС в 200 К, времени интегрирования 0,165 с и ширине полосы приемника по ВЧ 100 МГц чувствительность РМС составит около 0,2 К.

В предлагаемой системе РМС должна работать на частоте, находящейся в пределах ширины полосы антенны, но отличающейся от частоты передатчика РЛС настолько, чтобы избежать взаимных помех. РЛС и РМС работают попеременно: во время работы передатчика РЛС приемник РМС отключается.

Система RADISAR может быть использована для определения влажности почвы и ряда других параметров земной поверхности.

Показано /13/, что существует компромисс между обеспечением широкой полосы наблюдения и разрешением в сканирующей бортовой РЛС с САП, объединенной с РМС. Приведены теоретические и конструктивные предпосылки построения подобной системы для орбит с высотой 400–1000 км. Для РМС реальной является антенная система примерно квадратной конфигурации.

Для КА „Спейслэб” (США) планировалось использование с орбиты высотой 250 км универсального датчика сантиметрового диапазона (9,5 ГГц), работающего в режиме РМС, РЛС с САП и скаттерометра /17/. Антенна размером 1×2 м обеспечивает разрешение $3 \times 7,5$ км, ориентирована под углом $31-54^\circ$ по углу места и $-34 \dots 31^\circ$ по азимуту. В режиме скаттерометра-радиометра излучаются поочередно две частоты: одна — фиксированная, другая — смещенная относительно первой на 0–50 МГц. Принятые на общий вход на обеих частотах сигналы в дальнейшем усиливаются и обрабатываются в 2-х параллельных каналах. Полоса пропускания РМС составляет 39 или 300 МГц, температурное разрешение — 1 К, точность — 2 К.

Осуществлены одновременные самолетные наблюдения интенсивности дождя при помощи скаттерометра-радиометра (СР) /14/ на частотах 10 и 34,45 ГГц, являющегося прототипом аналогичной спутниковой аппаратуры. Оба канала скаттерометра могут функционировать на Г–Г или В–В поляризациях (ширина луча — $8 \times 8^\circ$, уровень боковых лепестков — 30 дБ, сканиро-

вание — в пределах $\pm 23,2^\circ$ в плоскости, перпендикулярной направлению полета).

РМС работает в обоих каналах на ГП и ВП. Уровень шумов 6 дБ обеспечивает относительное температурное разрешение 0,5 К; абсолютная погрешность ± 2 К и ± 3 К на частотах 10 ГГц и 34,45 ГГц соответственно, общий вес СР — 510 кг.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что СР позволяет успешно восстанавливать вертикальную структуру интенсивности осадков.

Судя по последним обзорам /1, 4/, в НАСА прослеживается устойчивая тенденция к комплексированию пассивной и активной спутниковой аппаратуры различных диапазонов на основе синергетического принципа группировки типов датчиков. Однако отмечается, что проблемы, которые предстоит решить в области СВЧ-техники, еще достаточно серьезны для выхода на уровень промышленного использования результатов дистанционного зондирования. Видимо, по этой причине в планах по созданию систем наблюдений Земли на 90-е годы активно-пассивные приборы не вошли.

Это не означает, однако, отрицательного ответа на вопрос об их дальнейших перспективах. В СССР и за рубежом проводятся эксперименты по созданию и опробованию такой аппаратуры.

В работе /2/ описывается эксперимент в Канадской Арктике по классификации типов льда. Использовались синхронные данные активного канала по частоте 13,3 ГГц при двух поляризациях на углах падения до 60° и пассивного канала 19,4 ГГц при горизонтальной поляризации. При обработке использовался метод главных компонент по ковариационной матрице пассивно-активных наблюдений. Разбиение подстилающей по типам на 6 классов удалось проводить с точностью 80 %.

Результаты 4-летних измерений, послуживших основанием для обобщений в работе /2/, анализировались также в работе /12/, где в качестве перспективного комплексного прибора для дальнейших исследований предлагается двухполяризационный радиометр—скаттерометр с фиксированным углом падения и ИК-термометр. Аппаратное обеспечение предлагается дополнить бортовым мини- или микрокомпьютером.

Отмечается, что до настоящего времени оптимальные углы и частоты неизвестны /4, 12/.

Исследования в СССР также дают обнадеживающие результаты /8, 11/. В первую очередь активно-пассивная радиолокация применяется для исследования ледовых покровов. Это связано с тем, что расчет характеристик рассеяния и излучения для ледовых покровов много сложнее чем, например, для поверхности океана. Поэтому комплексный подход к решению задачи диагностики ледовых покровов радиофизическими методами и создания модели рассеяния и излучения льдом радиоволн сантиметрового диапазона включает в себя одновременное использование результатов активной радиолокации и данных о собственном радиотепловом излучении /8/. Эффективность такого подхода основывается на экспериментальных данных, соответствующих углу падения 40° . Активные измерения выполнены на длине волны $\lambda = 3$ см. пассивные — 8 мм.

В среднем радиолокационное отражение монотонно растет с возрастом льда, в то время как зависимость радиояркостной температуры неоднознач-

на. В области старых льдов коэффициент обратного рассеяния начинает слабо зависеть от возраста льда, в то время как РЯТ имеет большой градиент. Это позволяет повысить достоверность информации.

Самолетный вариант прибора, созданный в ИРЭ АН УССР, имеет РЛС БО ($\lambda = 3$ см) с вертикальной и РМС ($\lambda = 8$ мм) с горизонтальной поляризациями. Наблюдения проводили в диапазоне углов от 20 до 80° в северной части Карского моря.

Активно-пассивный эксперимент, описанный в работе /4/, подтверждает выводы работы /12/ о перспективности комбинирования данных РЛС БО и радиометра. Использовались аппаратура X-диапазона, угол падения составлял 45°. Классификация осуществлялась по 4 классам.

Наконец, в работе /3/ на основе теоретико-информационного подхода анализируется увеличение информативности комплекса, включающего РЛС БО и РМС. Учитывается достаточно много факторов, влияющих на результат, таких, как вариации угла крена самолета, отношение сигнал/шум, пространственно-временное усреднение сигналов от однородной подстилающей поверхности, точность калибровки активного и пассивного каналов.

Представляет интерес способы повышения информативности (табл. 1) и соответствующие выходы.

При переходе от варианта 1 и 2 информативность комплекса повышается вдвое. Вариант 3 особенно эффективен на скользких углах и почти не дает прироста информации на пологих углах визирования. При использовании длинноимпульсных зондирующих сигналов (графа 5) больший эффект получается на больших дальностях, которые соответствуют большим наклонным дальностям — большому влиянию внутренних шумов РЛС.

Реализация предложенных вариантов позволяет повысить информативность активно-пассивного комплекса и при решении задачи распознавания

Таблица 1

Возможные варианты повышения информативности активного датчика дистанционного зондирования

Способ повышения информативности	Номер сочетания					
	1	2	3	4	5	6
Калибровка РЛС БО (погрешность 3 дБ)	+					
Калибровка РЛС БО (погрешность 1 дБ)		+	+	+	+	+
Уменьшение уровня боковых лепестков антенны			+	+	+	+
Учет вариаций углов крена самолета				+	+	+
Увеличение отношения сигнализации РЛС БО					+	+
Усреднение по двум элементам разрешения РЛС БО						+

возраста льда достичь вероятности правильной классификации 0,9 при вероятности неправильной классификации порядка 10^{-4} .

Из работ, проводимых по активно-пассивному зондированию в СССР, одной из последних, по-видимому, является отработанная методика оценки параметров конвективных облаков ВГИ /8/.

Использовался пассивный канал 3,3 см и активный 10 см. Точность определения интегральной водности составила 27–32 %. В модельных расчетах, послуживших основой методики обработки, учитывалось только однократное рэлеевское рассеяние, не учтен вклад водяного пара в общее радиоизлучение. По-видимому, усовершенствование метода будет продолжено.

Последние публикации финских специалистов по СВЧ-радиометрии снежного покрова также отражают общую тенденцию к комплексированию традиционно используемых радиометров с активной локацией /9, 15/, но при этом упор делается на использование РСА и комплексирование скорее на уровне данных, чем на аппаратном уровне /10/.

Указанная тенденция, видимо, имеет под собой то основание, что при переходе к спутниковым системам для получения хорошего разрешения на местности радиолокаторы будут тяготеть к синтезированию апертуры, а радиометры — к монтажу антенных систем все возрастающих габаритов. Видимо, следует ожидать, что развитие активно-пассивных средств, совмещенных на аппаратном уровне, будет происходить в основном на авианосителях, а отработанные на самолетах методики будут использованы при наземной обработке ИСЗ-данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арвидсон Р., Батлер Д., Хартли Р. ЕОС-система наблюдений Земли 90-х годов. — ТИИЭР, 1985, т. 73, № 6, с. 86–92.
2. Грит А. Одновременное измерение сигнатур морского льда с помощью скаттерометра и радиометра в СВЧ-диапазоне / Перевод ВИП № Е-26887. — М., 1983.
3. Драпкин М. К., Сергунин С. М. Оценка некоторых способов повышения информативности активно-пассивного СВЧ-комплекса дистанционного зондирования. — Труды ГосНИЦИПР, 1984, № 18, с. 12–21.
4. Карвер К., Эпаши Ш., Улаби Ф. Дистанционное зондирование из космоса в СВЧ-диапазоне. — ТИИЭР, 1985, т. 73, № 6, с. 30–55.
5. Кармов Х. Н. Определение интегральных характеристик конвективных облаков активно-пассивной радиолокацией. — Изв. вузов, Радиофизика, 1986, т. 29, № 10, с. 1156–1162.
6. Мур К., Улаби Ф. Радиолокационный радиометр. — ТИИЭР, 1969, т. 57, с. 240–243.
7. Ньюку Э. Дистанционное зондирование из космоса в СВЧ-диапазоне. — ТИИЭР, 1982, т. 70, № 7, с. 61.
8. Шестопалов В. П. и др. Комплексные радиофизические исследования ледовых покровов / В. П. Шестопалов, Б. Е. Хмыров, А. И. Калмыков, Ю. А. Сеницын, Ф. Г. Басс, В. А. Комяк, В. И. Цимбал, С. А. Шило. — ДАН СССР, 1983, т. 272, № 3, с. 598–600.
9. Hallikainen M. et al. Mapping of snow-cover parameters by a spaceborne microwave radiometer // IAHS Publ. — 1986. — N 160. — pp. 209–214.
10. Kuittinen R. Remote sensing in Finland. — Surv. Sci. Finl., 1986, v. 4, N 2, pp. 60–78.
11. Kurskaya A., Kutuzova B. Radiophysical techniques employed for sea ice investigations. — IEEE J. Ocean. Eng., 1984, v. OE-9, N 5, pp. 329–332.
12. Livingstone C. et al. Classification of Beaufort sea ice using active and pas-

sive microwave sensors / Livingstone C., Hawkins R., Gray A. et al. - In: Oceanogr. from space. Proc. COSPAR / SCOR / JUCRAM Symp. - Venice, 1981, pp. 813-821.

13. M o r e R. Scanning spaceborne microwave radiometer. - IEEE Trans. Aerosp. and Electron. Syst., 1981, v. 17, N 3, pp. 410-421.

14. O k a m o t o K. Airbone microwave rain-scatterometer radiometer. - Int. J. Remote Sens., 1982, v. 3, N 3, pp. 277-294.

15. R o t t H. Prospects of microwave remote sensing for snow hydrology. - IAHS Publ., 1986, N 160, pp. 215-223.

16. P r o c. 9 th International Symposium on Remote sensing of Environment. Ann Arbor, Mich. - 1974.

17. S c h l u d e F. European sensor on the space shuttle. - IGARSS'81, Washington, D. C. - N 4., 1981, v. 2, pp. 898-906.

*В. В. Фалин, Р. В. Первушин,
Г. Г. Шукин, С. П. Гинеотис,
В. А. Николаев, Д. Б. Канарейкин*

БОРТОВАЯ ПАССИВНО-АКТИВНАЯ РАДИОЛОКАЦИОННАЯ СТАНЦИЯ

Комплексирование пассивных и активных радиолокационных систем позволяет решать ряд качественно новых задач, не присущих каждой системе в отдельности — зондирование атмосферных осадков и ветра в условиях открытого океана с борта летательных аппаратов, исследование ледяных покровов, определение влагозапасов почвогрунтов и параметров влагосодержания атмосферы, особенно при наличии кучево-дождевых облаков, и т. п.. Получение информации о водности переохлажденных зон необходимо при управлении активными воздействиями на мощные конвективные облака с целью регулирования осадков и электрической активности и для контроля результатов этих воздействий, а также для обнаружения зон возможного обледенения летательных аппаратов /1/. Дополнение пассивно-активной РЛС (ПАРЛС) устройством поляризационной селекции позволяет проводить исследование процессов фазовой перестройки облачной системы, что важно не только для проблемы активного воздействия, но и для исследований по физике облаков /2/.

В наиболее полном виде указанное комплексирование заключается в создании радиотехнических средств, позволяющих принимать одновременно из одних и тех же объемов среды отраженный радиолокационный сигнал и собственное радиотепловое излучение объектов. Основной технической трудностью при создании таких комплексов является обеспечение электромагнитной совместимости активного канала, имеющего мощный передатчик, и пассивного канала, в качестве которого используются чувствительные радиометрические приемники. Наиболее перспективным принципом построения ПАРЛС является совмещение пассивного и активного каналов, сопряженных с общей антенной и работающих одновременно.

В ГГО им. А. И. Воейкова была разработана и изготовлена ПАРЛС на базе метеорадиолокатора МРЛ-2П, с рабочей длиной волны $\lambda = 3,2$ см. В волноводный тракт МРЛ был введен переключатель, который осуществляет поочередное подключение антенной системы либо к активному, либо к пассивному каналам ПАРЛС. Развязка в 140 дБ достигнута путем использования волноводных коммутаторов и подбором соответствующей частотной характеристики УПЧ пассивного канала. В качестве пассивного канала используется модуляционный радиометр. Его чувствительность — 3 К при постоянной времени $\tau = 1$ с. Проведенные эксперименты показали перспективность пассивно-активных систем для комплексного исследования облачных образований /3/.

В Муромском филиале Владимирского политехнического института совместно с ГГО была разработана бортовая ПАРЛС (БПАРЛС) на базе метеонавигационного радиолокатора „Гроза”. Выбор радиолокатора „Гроза” был сделан исходя из его широкой применяемости и некоторых его конструктивных особенностей, которые позволили наиболее простым способом его модернизировать.

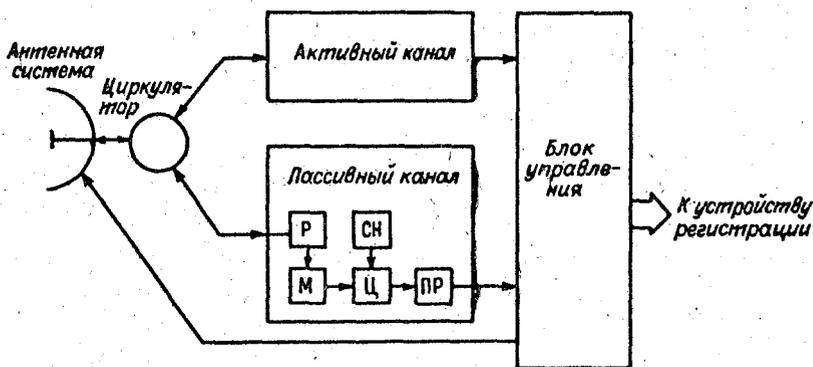


Рис. 1. Структурная схема ПАРЛС.

Р — разрядчик, М — модулятор, Ц — циркулятор, СН — согласованная нагрузка, ПР — приемник.

Конструктивно приемно-передающая часть РЛС „Гроза” выполнена в виде рамы, на которой устанавливается два приемно-передающих блока — основной и резервный. Подключение блоков к антенной системе осуществляется с помощью волноводного переключателя. В разработанной конструкции БПАРЛС вместо одного из приемно-передающих блоков установлен блок модуляционного радиометра, который выполнен в габаритных размерах корпуса приемно-передатчика, а волноводный переключатель заменен Y-циркулятором. Упрощенная структурная схема БПАРЛС приведена на рис. 1. БПАРЛС состоит из антенной системы, Y-циркулятора, активного канала пассивного канала и блока управления. Антенная система и активный канал (приемно-передатчик РЛС „Гроза”) остаются практически без изменения. Пассивный канал представляет собой модуляционный радиометр супергетеродинного типа с преобразователем на диодах с барьером Шоттки. УПЧ выполнен из двух усилителей с полосой пропускания примерно 700 МГц и общим коэффициентом усиления 50 дБ при коэффициенте шума 4,5 дБ. Это позволило обеспечить флуктуационный порог чувствительности радиометра 0,3 К при постоянной времени $\tau = 1$ с.

На рис. 2 показаны временные диаграммы управляющих сигналов, поясняющие принцип работы ПАРЛС. Период модуляции радиометра совпадает с периодом следования зондирующих импульсов передатчика активного канала, причем модулирующий сигнал имеет симметричную форму. В интервале времени $t_0 \dots t_0 + \tau_3$ передатчик активного канала формирует зондирующий импульс, который через Y-циркулятор поступает в антенную систему и далее излучается в пространство. В интервале времени $t_0 \dots t_0 + T/2$ (T — период модуляции) на модулятор подается запирающий сигнал. Сигнал, отраженный от метеобъекта, поступает в антенную систему, далее через Y-циркулятор в пассивный канал, отражается от модулятора и через Y-циркулятор поступает в приемник активного канала. Вход радиометра в это время подключен к согласованной нагрузке, выполняющей роль опорного генератора шума. В интервале времени $t_0 + T/2 \dots t_0 + T$ на модулятор подается сигнал, открыв

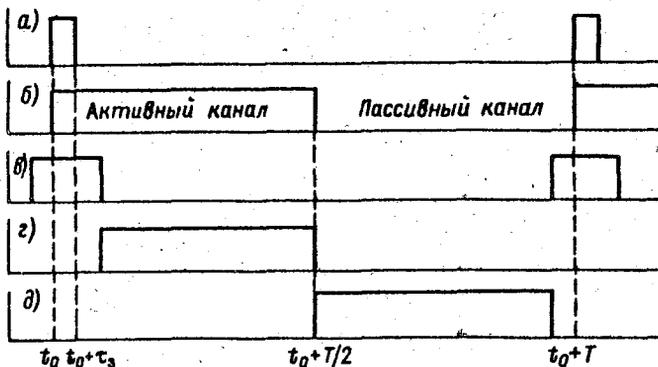


Рис. 2. Временные диаграммы работы ПАРЛС (масштаб показан условно).

a — огибающая зондирующего импульса; *б* — сигнал управления модулятором; *в* — бланкирующий сигнал; *г, д* — сигналы управления синхронного интегратора.

вающий его, и антенная система оказывается подключена к пассивному каналу.

В таком режиме работы радиус действия активного канала ограничен до 185 км. Для РЛС, решающей задачи измерения осадков и сопровождения работ по активным воздействиям, эффективный радиус обнаружения составляет 70–120 км [5]. Однако при необходимости активный канал может работать на полную дальность (375 км). Для этого на модулятор подается постоянное запирающее напряжение, которое закрывает его. Таким образом, антенная система будет постоянно подключена к приемнику активного канала, а пассивный канал будет регистрировать сигнал калибровки.

Элементы узла развязки (У-циркулятор, разрядник и модулятор) на частоте передатчика обеспечивают переходное затухание около 80 дБ. Уровень необходимой развязки, как показывают расчеты, должен составлять около 150 дБ. С целью достижения данного уровня в БПАРЛС применены следующие меры:

- нижняя граница полосы пропускания УПЧ радиометра выбрана равной 150 МГц (центральная частота УПЧ активного канала 30 МГц);
- осуществляется бланкирование сигнала гетеродина;
- введено бланкирование сигнала в тракте НЧ радиометра, заключающееся в подавлении сигнала дифференциальным УПТ во время действия бланкирующего импульса на синхронный интегратор.

Последнее позволяет осуществить защиту от паразитных сигналов, наведенных магнитным полем от модулятора передатчика.

Квадратичный детектор выполнен по параллельной схеме со стабилизацией рабочей точки на диоде с барьером Шоттки. Конструктивно он объединен с ПУНЧ, который выполнен на микросхеме с малым уровнем собственных шумов типа К538УНЗ, и установлен в блоке пассивного канала. Узел синхронной обработки находится в блоке управления ПАРЛС. В этом блоке также находится индикатор активного канала и система управления всем

комплексом. Узел синхронной обработки состоит из УНЧ с регулируемым коэффициентом усиления, синхронного интегратора и дифференциального УПТ. УНЧ и УПТ выполнены на микросхемах 544 серии, а ключи синхронного интегратора на полевой сборке 504. Использование вышеперечисленных элементов позволило при простоте схемы получить стабильные характеристики, обеспечивающие необходимую стабильность работы радиометра.

Испытания ПАРЛС проводились в составе наземного комплекса /4/. Приемно-передающая часть БПАРЛС была установлена на антенной системе станции МРЛ-2. Проведенный расчет показал, что метеорологический потенциал активного канала составляет около 270 дБ (около 47 дБ для потенциала МРЛ-2) /5/. Сравнительные измерения, проведенные активным каналом БПАРЛС и каналом 3,2 см станции МРЛ-1 в июле 1987 г. на полигоне ГГО в Тургоше показали, что вероятности обнаружения облачных образований с осадками в зоне до 100 км равны. Флуктуационная чувствительность по радиояркостным температурам пассивного канала составляла 0,4 К при постоянной в времени $\tau = 1$ с.

Самолетный вариант ПАРЛС установлен на борту самолета-лаборатории Ил-18. Антенная система (штатная антенная система от РЛС „Гроза” с зеркалом диаметром 560 мм и шириной диаграммы направленности 4°) расположена в гондole из радиопрозрачного материала. Для получения игольчатой диаграммы направленности антенны в обеих плоскостях поляризации с антенны снят отражатель, формирующий косекансную диаграмму направленности. Наличие в облучателе антенны вращателя плоскости поляризации позволяет проводить измерения на горизонтальной или вертикальной поляризациях сигналов. Рама с блоками активного и пассивного каналов расположена в багажном гермоотсеке. Блок управления находится в салоне самолета. Антенная система соединена с остальной частью системы посредством двух гермопроходников — волноводного и кабельного. Сканирование антенны осуществляется перпендикулярно направлению движения самолета. Фазирование направлений движения антенны и луча развертки индикатора выбрано так, что крайние положения антенны и луча совпадают, а направление движения противоположны. Таким образом, изображение на экране РЛС имеет зеркальное отображение радиолокационной картины.

Из сказанного выше следует, что бортовая ПАРЛС на базе РЛС „Гроза”, совмещенная с антенной системой РЛС МРЛ-2, может найти применение в метеорологической практике и, в частности, при контроле за активными воздействиями. Бортовой вариант ПАРЛС является новым инструментом для изучения физики атмосферы и Земли с самолета.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Степаненко В. Д., Шукин Г. Г., Бобылев Л. П., Матросов С. Ю. Радиотеплокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1987: 284 с.
2. Шукин Г. Г. и др. Об использовании модельных представлений и эмпирических данных в задаче пассивно-активного радиолокационного зондирования облаков и осадков /Г. Г. Шукин, Ж. Д. Алибегова и др. — Труды ГГО, 1982, вып. 451, с. 7–18.
3. Шукин Г. Г. и др. Некоторые результаты определения характеристик водозапаса методами активно-пассивной радиолокации /Г. Г. Шукин, Л. П. Бобылев,

Я. К. Ильин и др. — В кн.: Труды 5-го Всесоюзного совещания по радиометеорологии. — М.: Гидрометеоздат, 1981, с. 205—208.

4. Гинеотис С. П. и др. Метеорологический пассивно-активный комплекс/ С. П. Гинеотис, В. В. Фалин, В. В. Костров и др. — В кн.: Труды 7-го Всесоюзного совещания по радиометеорологии. — М.: Гидрометеоздат, 1986, с. 70.

5. Брылев Г. Б., Гашина С. Б., Низдоминога Г. Л. Радиолокационные характеристики облаков и осадков. — Л.: Гидрометеоздат, 1986. 232 с.

АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ ПАССИВНО-АКТИВНЫЙ РАДИОЛОКАЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС

Разработанная и используемая в ГГО им. А. И. Воейкова пассивно-активная радиолокационная станция (ПАРЛС) позволяет помимо радиолокационной отражаемости метеообъектов и ширины спектра отгибающейся отраженного от метеообъектов сигнала определять и такие параметры как средняя водность и профиль водности облаков и осадков [1]. ПАРЛС представляется наиболее перспективной для диагноза состояния облачных систем с целью оценки их готовности для искусственных воздействий и контроля за результатами этих воздействий.

Использование на ПАРЛС традиционных форм регистрации данных наблюдений на фотопленку и ленту самописца является малооперативным и требует недопустимо большого времени на обработку материала. Кроме того, эти формы регистрации приводят к дополнительным ошибкам при обработке, так как не позволяют с необходимой точностью сопоставлять информацию пассивного и активного каналов по угловым координатам. Указанные недостатки не позволяют в полном объеме использовать возможности ПАРЛС. С целью повышения оперативности наблюдений и обработки данных, а также повышения точности обработки, в ГГО разработан и испытан автоматизированный комплекс, позволяющий производить регистрацию

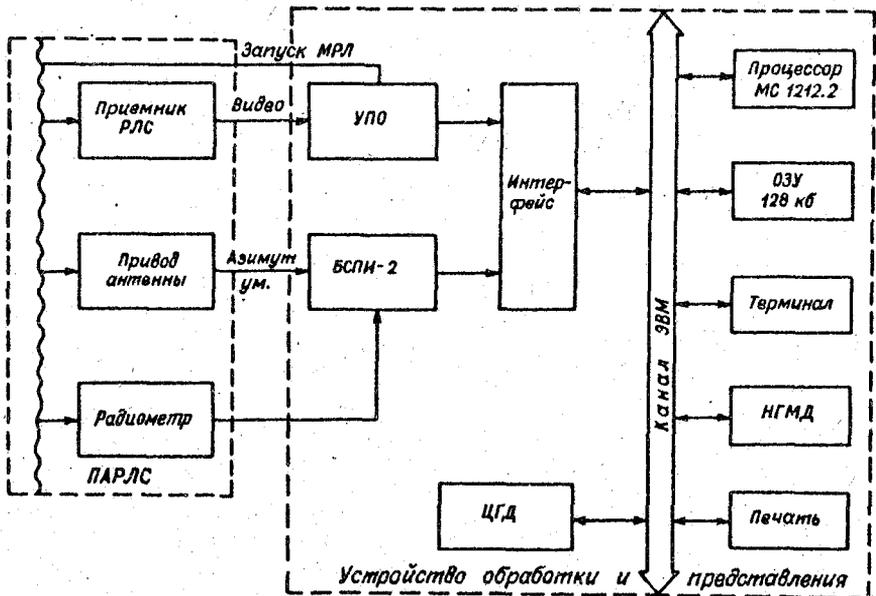


Рис. 1. Функциональная схема комплекса.

и первичную обработку информации, получаемой ПАРЛС в реальном масштабе времени.

Структура разработанного в ГГО автоматизированного комплекса представлена на рис. 1. Комплекс состоит из радиолокатора МРЛ-2 со встроенным радиометрическим каналом, микро-ЭВМ МС 12/12 с набором периферийных устройств, включающих в себя монохромный знаковый и цветной графический терминалы, накопитель на гибких магнитных дисках, печатающее устройство, а также устройства связи ЭВМ с МРЛ-2 и радиометрическим каналом. К устройствам связи относятся устройство первичной обработки сигнала (УПО) и блок сбора и преобразования информации БСПИ-2. Все периферийные устройства, за исключением устройств связи, стандартные и не требуют подробного описания. Можно отметить только, что использованный цветной графический дисплей обеспечивает отображение в четырех цветах поля 256x256 точек.

Разработанное в ГГО им. А. И. Воейкова устройство первичной обработки предназначено для ввода в ЭВМ сигнала с активного канала МРЛ. Его функциями являются синхронизация обмена данными между МРЛ и ЭВМ, перевод сигнала МРЛ в цифровую форму, осреднение этих сигналов по пространству, принятие решения о наличии сигнала в разрешаемом элементе пространства, передачу накопленной информации в ЭВМ.

Технические характеристики устройства следующие:

Число каналов обработки	2
разрядность АЦП	6
дискретизация по дальности	250 м
усреднение по дальности	250; 500; 1000 м
число дискретов дальности	1024 (масштаб 256 км)
межпосылочное усреднение	1; 8; 16 посылок
управление режимом обработки	программное от ЭВМ
масштабы обработки	32; 64; 128; 256 км

К особенностям данного устройства следует отнести: обеспечение возможности поимпульсного ввода сигнала МРЛ только с интересующих нас участков дальности, что делает возможным измерение таких характеристик отраженного сигнала как ширина спектра флюктуаций; возможность совмещения во времени процесса накопления в УПО информации от МРЛ с обработкой предыдущей порции информации на ЭВМ для организации конвейерного режима обработки; отсутствие затрат времени на передачу накопленной информации из УПО в ЭВМ. Последнее достигается использованием в УПО двух буферов памяти размером 1Кх16 разрядов, причем в каждый момент времени один из этих буферов является собственной памятью ЭВМ, адреса которой располагаются в области внешних устройств ЭВМ, а во втором в это время производится накопление данных от МРЛ. Переключение буферов происходит мгновенно, следовательно, отсутствуют потери времени на передачу информации. Управление режимом работы УПО осуществляется с помощью двух программно-доступных регистров, адреса которых также находятся в области внешних устройств ЭВМ. Один из этих регистров — регистр состояния, служит для синхронизации обмена данными между ЭВМ и МРЛ и

обеспечения контроля функционирования УПО. Второй — регистр режима. С помощью него задаются режим обработки и пороги обнаружителя сигналов.

Выходная информация УПО представляет собой 1024 16-разрядных слова в младшем байте которого располагается информация одного канала обработки, в старшем байте — второго канала. Внутри байта младшие шесть разрядов кодируют величину отраженного сигнала, седьмой разряд не используется и зарезервирован для возможного увеличения разрядности АЦП, старший восьмой разряд, который является самым высоким, предназначен для передачи результата работы обнаружителя сигналов. Если он равен 1 (байт отрицательный) — сигнал отсутствует, если ноль — сигнал обнаружен.

Использование в комплексе УПО обеспечивает широкие возможности обработки видеосигнала в любой из применяющихся в наше время МРЛ.

Для обеспечения пространственной привязки информации как активного, так и пассивного каналов комплекса необходимо обеспечение ввода в ЭВМ информации об углах положения антенны. В случае применения РЛС типов МРЛ-1 и МРЛ-2 эта задача осложняется отсутствием в их составе датчиков типа „вал—код”, дающих углы положения антенны в цифровом коде. В качестве датчиков углов в этих станциях применены сельсины, величина угла поворота которых определяется соотношением амплитуд и фаз двух переменных напряжений. Прямое преобразование такой информации в код затруднительно, однако промышленностью выпускаются несколько типов подобных преобразователей. Одним из таких преобразователей является примененный в комплексе преобразователь БСПИ-2 (блок сбора и преобразования информации), входящий в состав бортового комплекса сбора информации „Гамма—КМБ”. Этот блок представляет собой тридцатиканальный преобразователь сигналов от сельсинов синус-косинусных вращающихся трансформаторов в тринадцатиразрядный цифровой код. Возможно также измерение отношения напряжений двух аналоговых сигналов. В составе комплекса „Гамма—КМБ” преобразователь работает под управлением устройства управления и выдает информацию на магнитофон. Для подключения этого блока в состав описываемого комплекса потребовалась разработка синхронизатора, имитирующего сигналы устройства управления комплекса „Гамма”, преобразователя выходного кода БСПИ-2 из импульсного в потенциальный и схемы интерфейса. С помощью разработанного устройства ввода можно подключить к ЭВМ до четырех датчиков типа сельсина плюс одиннадцать датчиков типа синус-косинусного трансформатора или источников аналогового сигнала. Максимальная частота опроса каждого из каналов составляет 16 Гц. Возможно увеличение частоты опроса каналов за счет уменьшения их количества. Один из каналов для аналогового сигнала использован для подключения к ЭВМ радиометра, два сельсинных канала для передачи данных об углах положения антенны. При этом обеспечивается точность измерения аналогового сигнала 10 разрядов, а положения антенны не хуже 0,2 градуса.

Для проверки функционирования комплекса и набора первичных данных был разработан комплекс программ, в состав которого входили программы ввода информации с активного и пассивного каналов ПАРЛС, программы отображения информации на цветном экране, программы докумен-

тирования и архивации получаемых данных, программы общения с оператором. Этот комплекс программ позволял получать карты горизонтальных разрезов отражаемости при заданном угле места, карты вертикальных разрезов отражаемости и ширины спектра флюктуаций отраженного сигнала при заданном азимуте, карты горизонтальных разрезов совместно с радиометрической информацией.

Карты горизонтального разреза имеют фиксированный размер 128 x 128 элементов. Пространственный размер каждого элемента зависит от заданного масштаба обработки и равен 4 x 4 км для масштаба 256 км 2 x 2 км для масштаба 128 км, 1 x 1 км для масштаба 64 км и 0,5 x 0,5 для масштаба 32 км. Числовое значение каждого элемента равно максимальной мощности принятого отраженного сигнала из соответствующего объема пространства с учетом коррекции этого сигнала на расстояние от РЛС. Центр карты соответствует месту установки ПАРЛС. На масштабе 32 км возможно смещение центра карты в заданную точку пространства путем задания координат (азимута и дальности) этой точки.

При проведении вертикального разреза производится одновременное получение двух карт: карты отражаемости и карты ширины спектра флюктуации сигнала. Размер карт одинаковый и равен 100 элементов по дальности и 24 элемента по высоте. Пространственный размер каждого элемента 0,5 x 0,5 км. Формирование значения элемента на карте отражаемости такое же, как и при получении карты горизонтального разреза. Ширина спектра флюктуаций в каждом из элементов карты вычисляется методом пересечений сигналом его среднего уровня. Объем выборки в этом случае равен 64 посылкам.

При получении карт горизонтальных разрезов совместно с радиометрической информацией параллельно с вводом информации активного канала производился и ввод информации радиометра. Информация активного канала принималась и обрабатывалась так же, как и при получении горизонтального разреза при масштабе 128 км. Обработка информации пассивного канала заключалась в осреднении информации радиометра в секторе 1° , кроме того, производилось измерение сигнала радиометра от чистого неба и эталонного источника сигнала. Таким образом, накопленная за оборот антенны информация пассивного канала представляет собой массив из 362 значений, 360 из них — среднее значение сигнала в секторе 1° , два значения — калибровочные сигналы, необходимые для расчета водозапаса методом относительных измерений.

Программы отображения информации позволяют получать изображение описанных карт на цветном телевизионном экране. Для более наглядного выделения интересующих нас зон использовался метод кодирования цвета элемента путем сравнения значения элемента карты с тремя задаваемыми оператором порогами. Возможен неоднократный вывод информации при измененных значениях порогов. Радиометрическая информация на экране представлялась в виде замкнутой линии за пределами карты отражаемости, ограниченной масштабом 75 км, расстояние которой от центра карты пропорционально величине сигнала радиометра.

Программы документирования и архивация данных позволяли записать полученную информацию на гибкий магнитный диск с целью дальнейшего

анализа, ввести информацию с диска для повторного отображения, распечатать на бумаге карты, аналогичные выводимым на экран. Вся документируемая информация сопровождается сведениями о месте, дате и времени получения и параметрах обработки.

Программа общения с оператором позволяет оператору управлять получением информации путем задания соответствующих директив.

Описанный комплекс аппаратуры был опробован на ПЭБ ГГО в августе 1988 г. Пробные испытания показали высокую эффективность и достаточную для работ в полевых условиях надежность аппаратуры. Дальнейшее развитие комплекса представляется на пути разработки алгоритмов вторичной обработки информации и введения в состав комплекса дополнительных ее источников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Комплексное активно-пассивное радиолокационное зондирование облачности / Г. Г. Жукин, Л. П. Бобылев, Я. К. Ильин, А. И. Ляшко, Н. Ф. Михайлов, Н. И. Новожилов, Н. Д. Попова. — Труды ГГО, 1978, вып. 411, с. 3–12.

АЛГОРИТМЫ СБОРА, ОБРАБОТКИ И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ АКТИВНО-ПАССИВНОЙ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ВОДОЗАПАСА И ВОДНОСТИ ОБЛАКОВ

В настоящее время развитие активно-пассивного радиолокационного зондирования облачной атмосферы достигло такого состояния, когда дальнейшее его совершенствование затруднительно без постановки регулярных экспериментальных исследований в автоматическом режиме. Вопросы постановки автоматизированных исследований применительно к задачам активного /5, 9/ и пассивного /1, 7/ зондирования в отдельности к настоящему времени достаточно проработаны и выходят на уровень промышленной реализации. Задачи создания автоматизированных радиолокационных систем, использующих комплексные методы зондирования атмосферы, находятся в стадии научной проработки /2, 4, 6, 8/. Реализация комплексного активно-пассивного метода радиолокационного зондирования атмосферы в автоматическом режиме сопряжена с необходимостью решения ряда технических задач, таких как электромагнитная совместимость активного и пассивного каналов, уплотнение первичной информации перед ее вводом в ЭВМ для обеспечения работы в реальном масштабе времени, визуализация результатов обработки активно-пассивной радиолокационной метеорологической информации и др. Решение указанных задач осуществляется с использованием программных и аппаратных средств, входящих в радиометеорологический управляющий вычислительный комплекс (РМ УВК). Задача электромагнитной совместимости активного и пассивного каналов решается методами временного и частотного разделения сигналов с учетом их спектральных характеристик. Для уплотнения первичной информации при активно-пассивном зондировании атмосферы используется пространственное и временное осреднение сигналов /3, 9/.

Активно-пассивный РМ УВК /4/ включает в себя радиолокатор МРЛ-5 со встроенным радиометром, устройство предварительной обработки информации активного зондирования, блок первичного преобразования сигналов радиометра, устройство управления антенной МРЛ, ЭВМ СМ-4, телевизионное цветное индикаторное устройство и набор программных модулей, обеспечивающих функции управления процессом зондирования, а также обработки и представления полученной информации.

В настоящей статье приводятся обобщенные результаты разработки и испытаний программно-аппаратных средств, обеспечивающих реализацию активно-пассивного режима зондирования облачной атмосферы в автоматическом режиме с помощью РМ УВК на примере решения задачи оценки характеристик водосодержания облаков с использованием относительного метода азимутальных разрезов.

Математическое обеспечение активно-пассивного режима работы комплекса можно разделить на две части:

средства операционной системы РАФОС ЭВМ СМ-4;

специальные программные модули, с помощью которых осуществляется сбор, обработка и представление активно-пассивной информации.

При генерации операционной системы РАФОС учитывалась специфика структуры радиометеорологического управляющего вычислительного комплекса. Это, в первую очередь, относится к драйверам стандартных периферийных устройств, а также к специальным программным модулям, обслуживающим такие устройства комплекса, как устройство управления антенной МРЛ, радиометр, устройство предварительной обработки сигналов активного зондирования и др. Выбор операционной системы РАФОС следует объяснить тем, что с помощью этой системы, по сравнению, например, с системой ОС РВ, гораздо проще и эффективнее организуется взаимодействие с нестандартными периферийными устройствами; драйверы, написанные для нестандартных устройств, легко вписываются в систему РАФОС.

Программа активно-пассивного режима работы комплекса написана на двух языках программирования: фортран — для всех внутримашинных программных модулей и макроассемблер — для драйверов нестандартных периферийных устройств.

Кроме указанных типов программных модулей в данной системе используются специальные средства, обеспечивающие встроенный контроль работы программных и аппаратных модулей комплекса в процессе его автоматической работы. При контроле аппаратных модулей производится анализ слова состояния комплекса, которое характеризует соответствие номинальному значению таких параметров режима, как напряжения питания, рабоче ток, положение органов управления и др. Если слово состояния комплекса не соответствует номинальному значению, то система уходит в состояние „Стоп” и на видеотерминале высвечиваются сообщение „Авария”, а также расшифровка элемента режима, подлежащего проверке и восстановлению. Контроль работы программных модулей системы осуществляется внутрисистемными средствами — пооперационно, а также специальными средствами. Специальный контроль, фактически, встроен в программные модули комплекса. Например, если антенна МРЛ не установилась в заданное направление с требуемой точностью, то на экране видеотерминала высвечивается сообщение „Ошибка наведения антенны больше номинала”, либо, если исходная информация не соответствует оговоренным характеристикам, то высвечивается сообщение „Сбой исходных данных” и т. д. Как правило, при подобных ситуациях система уходит в состояние „Стоп”. Однако, при зондировании особо интересного явления есть возможность продолжения зондирования даже после сбойной ситуации. При этом система в состоянии „Стоп” не уходит, однако сбойные ситуации протоколируются для последующего анализа.

Версия программного обеспечения, рассматриваемая в данной работе, ориентирована на обеспечение активно-пассивного режима зондирования отдельного конвективного облака в автоматическом режиме с использованием относительного метода азимутальных разрезов для определения интегральных характеристик водосодержания в направлении зондирования и результатов активного зондирования, необходимых для получения функции распределения водности в том же направлении зондирования. Программное обеспечение активно-пассивного режима работы комплекса функционально

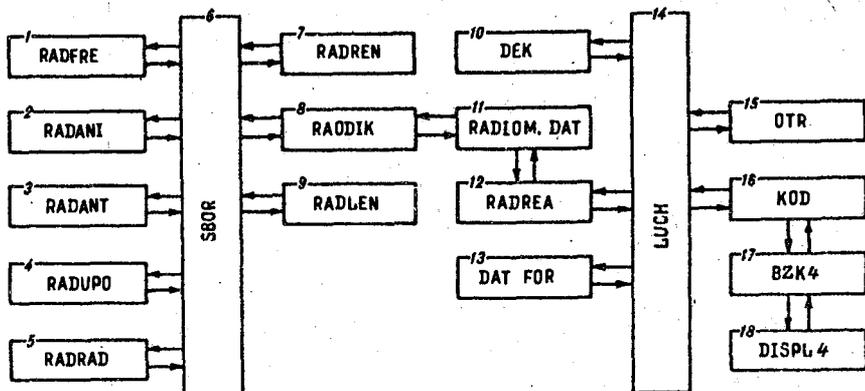


Рис. 1. Обобщенная блок-схема программы активно-пассивного режима работы комплекса.

можно разделить на две части: программа сбора и документирования первичной активно-пассивной информации и программа обработки и представления информации.

На рис. 1 представлена обобщенная блок-схема программы активно-пассивного режима работы комплекса. Здесь программные модули 1—9 под управлением программы SBOR осуществляют сбор и документирование первичной активно-пассивной информации. Управляющая программа SBOR обеспечивает автоматический режим зондирования отдельного конвективного облака. В процессе своей работы она обращается к восьми программным модулям, которые выполняют специальные функции:

RADFRE — проверка частоты следования зондирующих импульсов;

RADANI — установка антенны МРЛ в заданное направление зондирования;

RADANT — обеспечение вращения антенны по азимуту при фиксированном значении угла места;

RADRAD — опрос радиометра;

RADUPO — сбор данных одного луча активного зондирования;

RADEN — закрытие файла данных и присвоение ему имени;

RADDIK — упаковка и запись на диск информации активно-пассивного зондирования всего конвективного облака;

RADLEN — запись файла данных, сформированного на диске, на магнитную ленту.

Обработка и представление активно-пассивной информации осуществляется под управлением программы LUCH. В процессе работы этой программы производится считывание с диска первичной информации, ее распаковка и нормировка, обработка и преобразование в вид, необходимый для визуализации. Программа LUCH обращается в определенной последовательности к пяти программным модулям. Функции этих программных модулей следующие:

DEK — обработка первичной активно-пассивной информации, подготовка двумерных массивов характеристик водосодержания, подлежащих визуализации;

RADREA — считывание первичной информации с магнитного диска, ее распаковка и нормировка (этот программный модуль фактически является составной частью программы LUCH);

DATFOR — распаковка и нормировка значения даты;

OTR — перевод отсчетов напряжений в цифровом виде на выходе канала активного зондирования в значения отражательности;

KOD — формирование двумерного массива кодов условных цветов.

Подпрограмма KOD, в свою очередь, обращается к подпрограмме BZK4, которая обеспечивает заполнение кодом условного цвета каждого цветового элемента. Подпрограмма BZK4 обращается к подпрограмме DISPL4, которая является драйвером цветного видеоконтрольного устройства.

Рассмотрим подробнее работу наиболее сложных программных модулей: SBOR, LUCH и DEK.

Алгоритм программы SBOR представлен на рис. 2.

Программа SBOR после ее запуска в первую очередь обращается к подпрограмме RADFRE, с помощью которой осуществляется контроль частоты зондирующих импульсов (блок 2). Параметры режима зондирования задаются в диалоговом режиме в блоке 4. К этим параметрам относятся сферические координаты задаваемого зондируемого пространства: левый азимут AZIMUL, правый азимут AZIMUP, верхний граничный угол места UGOL и ближайшая граница облака NDAL. Блоки 7–9 обеспечивают регистрацию сигнала радиометра от „опорной” области, как этого требует относительный метод азимутальных разрезов. Режим регистрации сигнала радиометра от „чистого неба” перед азимутальным разрезом задается блоком 11. Азимутальный разрез облака при изменении текущего значения азимута IAZ от значения NACH до значения GRAN осуществляется под управлением блоков 12–15. Зондирование, при этом, происходит с шагом DEL. Для каждого направления зондирования в процессе азимутального разреза производится регистрация данных активного зондирования с помощью подпрограммы RADUPO, сигнала радиометра — с помощью подпрограммы RADRAD, параметров режима, таких как азимут и угол места, время и дата, шаг по азимуту, шаг по углу места и другие служебные данные, необходимые в дальнейшем для полноценной обработки первичной информации. Получаемая в процессе зондирования информация упаковывается по пять лучей в блоки. Макет расположения информации в одном блоке представлен в табл. 1. Здесь первые сорок машинных слов информации в каждом луче заняты данными активного зондирования по 80 каналам дальности, начиная с дальности NDAL (RN). Отсчет радиометра UR заносится в младший байт сорокового слова в каждом луче. Каждый луч занимает 51 машинное слово информации, а пять лучей составляют один блок информации объемом в 256 машинных слов. Это минимальное количество информации, которое может быть записано на магнитный диск при использовании файловой структуры. Кроме описанной информации, в каждый луч также включается режимная информация, такая как азимут В и угол места Е, признак конца зондирования IR, время и дата, порог по шуму PS, признак чистого неба CHN, шаг по азимуту SHB и шаг по углу места SHE и др.

После упаковки каждого блока в процессе зондирования информация записывается на магнитный диск. Это осуществляется с помощью подпрог-

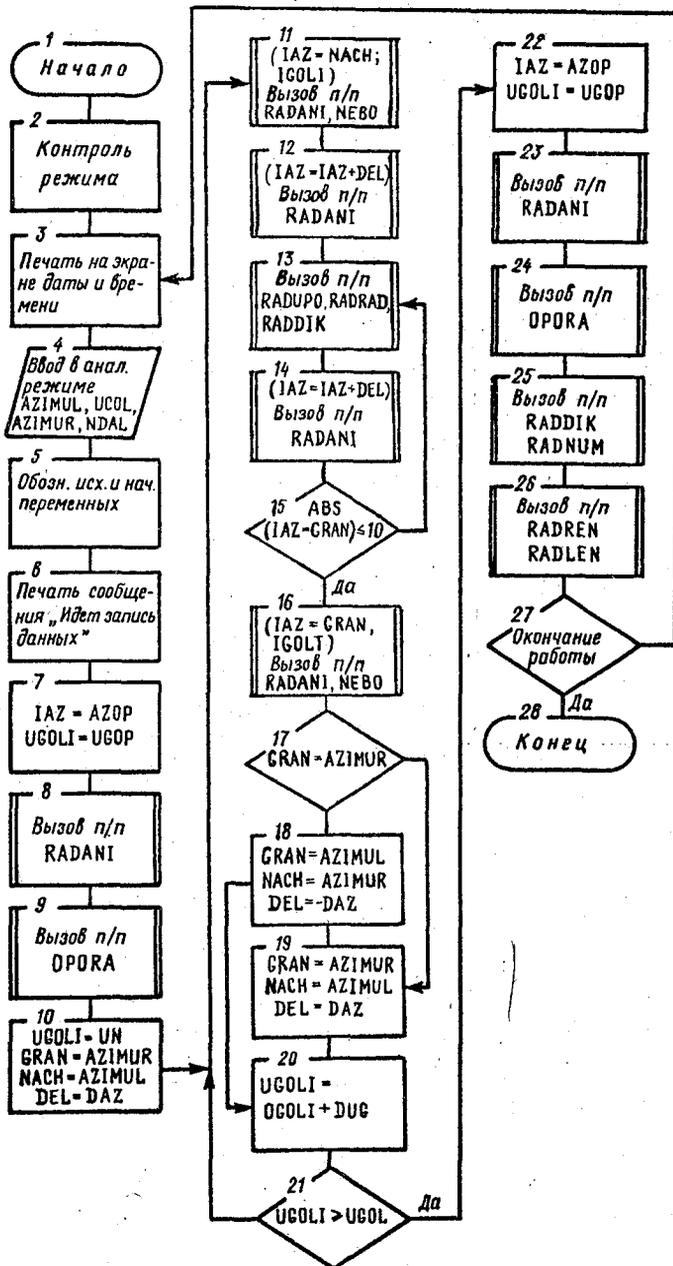


Рис. 2. Алгоритм программы SBOR.

Таблица 1

Макет расположения информации в одном блоке

Масштаб LU	номер сопел- слова	Масштаб L	PK(IR)	UR	Е	В	Время	Дата	RN(NDAL)	PS	ΣSH	CHN	NO	SHB	SHE	Резерв	номер руга		
Масштаб MASSIV	номер машинного слова	UZ (40 слов)	PK(IR)	UR	Е	В	Время	Дата	RN(NDAL)	PS	ΣSH	CHN	NO	SHB	SHE	Резерв	номер руга		
		0-39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	1					
		51-90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	2					
		102-141	142	143	144	145	146	147	148	149	150	151	152	3					
		153-192	193	194	195	196	197	198	199	200	201	202	203	4					
204-243	244	245	246	247	248	249	250	251	252	253	254	5							
Масштаб LU	UZ (80Кбайт)	PK	UR	Е	В	HR	MN	SC	Год	Мес	День	RN	PS	ΣSH	CHN	NO	SHB	SHE	Резерв
1-80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99

раммы RADDIK. Можно согласиться с тем, что режимная информация несколько избыточна. Например, каждый луч зондирования сопровождается такими данными, как дата и время зондирования. Однако эта информация становится крайне необходимой в том случае, когда часть данных, хранящихся на магнитном носителе, оказывается заперченной. В этом случае режимная информация, сопровождающая каждый луч, дает возможность обработать оставшуюся часть информации полноценным образом.

До начала и после окончания каждого азимутального разреза осуществляется измерение сигнала радиометра от „чистого неба” (блоки II и 16). Азимутальные разрезы осуществляются как в прямом, так и обратном направлениях при фиксированном значении угла места UGOL с шагом DUG. Режим направления задается в блоках 17–19, а шаг зондирования по углу места в блоке 20. При достижении угла места UGOL верхнего граничного значения UGOL зондирование в режиме азимутальных разрезов прекращается и производится повторное измерение сигнала радиометра от „опорной” области (блоки 22–23). После этого файл данных закрывается с помощью подпрограммы RADDIK, ему присваивается номер, имя и он записывается на магнитную ленту (подпрограммы RADNUM, RADREN и RADLEN, соответственно). Затем в диалоговом режиме решается вопрос: осуществить новое зондирование или окончить работу. Если оператором принимается решение продолжать зондирование, то весь описанный процесс повторяется, начиная с блока 3 и кончая блоком 27, в противном случае система уходит в состояние „Стоп” и управление передается системной программе MONITOR.

Алгоритм программы LUCH представлен на рис. 3. После запуска программы LUCH в диалоговом режиме (блок 2) осуществляется задание массива интегральных характеристик либо сечения трехмерного массива дифференциальных характеристик водосодержания зондируемого облака. После выполнения служебных операций происходит чтение очередного блока информации с магнитного диска (блок 5). Если блок считан без ошибок, то в блоке 8 происходит распаковка и нормировка очередного луча (см. табл. 1, две нижние строки). После распаковки и нормировки очередного луча каждое значение результата измерения либо константы занимает целое машинное слово, а информация всего луча занимает 97 машинных слов. В блоке 9 происходит вызов подпрограмм OTR, вычисляющей значения отражательностей для каждого канала дальности, и DEK, которая в цикле по всем лучам файла осуществляет обработку первичной активно-пассивной информации и формирование массива данных, тип которого был задан в диалоговом режиме в блоке 2. Если произведена обработка последнего луча в блоке, то начинается чтение очередного блока информации с магнитного диска. Если в процессе обработки информации встретился признак конца зондирования равный единице (блок 10), то это значит, что обработка первичной информации закончена и двумерный массив данных, подлежащий визуализации, сформирован. При этом происходит обращение к подпрограмме KOD, которая обеспечивает вывод полученной информации на экран цветного видеоконтрольного устройства в виде двумерного поля условных цветов. После отображения информации на экране видеоконтрольного устройства можно в диалоговом режиме либо закончить работу (блок 16), либо вернуться к

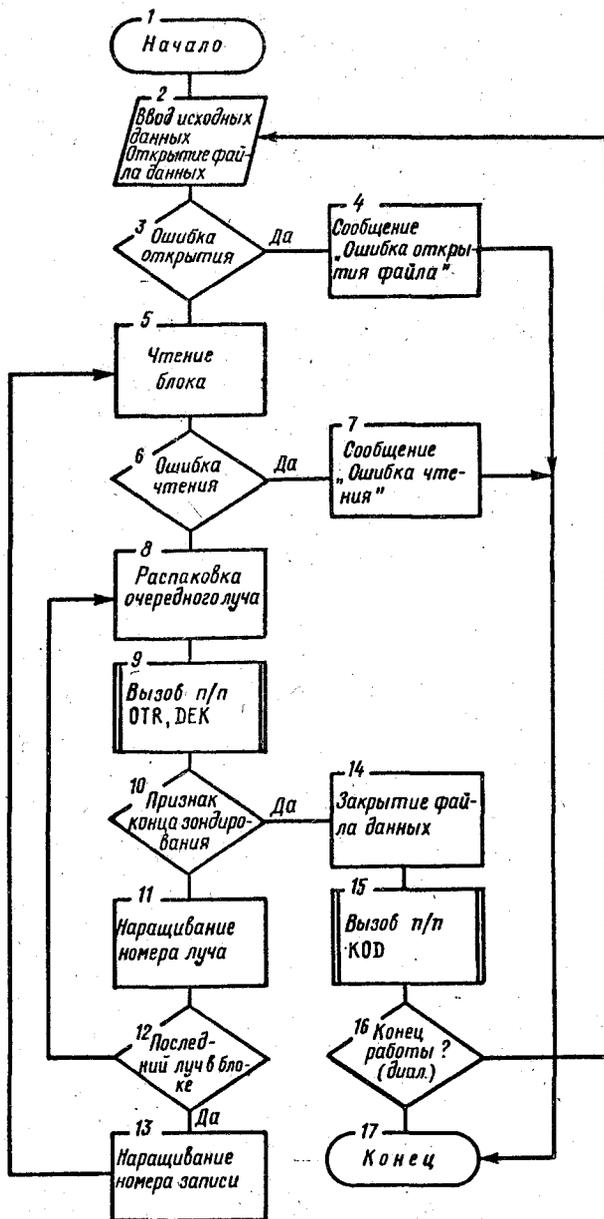


Рис. 3. Алгоритм программы LUCH.

блоку 2 и задать другие параметры для формирования нового двумерного массива, подлежащего визуализации.

Алгоритм подпрограммы DEK представлен на рис. 4. Исходной информацией для этой подпрограммы являются массив (см. табл. 1), а также значения переменных, вводимых в диалоговом режиме в блоке 2 программы LUCH. Охарактеризовать эти переменные можно следующим образом: V — признак характера информации, содержащейся, в двумерном массиве сечения. Если $V = 0$, то в блоках 21–27 формируются двумерные массивы значений отражаемостей. Если $V = 1$, то в указанных блоках формируются двумерные массивы значения водности сечения облака. VIZ — переменная, характеризующая вид информации, подлежащей визуализации. Если переменная VIZ принимает значения 0; 1 или 2, то выходной массив VID (YT, XT) программы DEK заполняется значениями водозапаса W, средней водности VODSR, либо максимальной отражаемости ZM, соответственно (см. блоки 8–13). Если же переменная VIZ принимает значения 3, 4 либо 5, то массив VID (YT, XT) заполняется значениями водности либо отражаемости в плоскости сечений, перпендикулярных, соответственно, осям X, Y и H. Кроме того, задаются также фиксированные координаты сечений XF, YF и HF. Логическая схема преобразования информации, производимого программой DEK, представлена на рис. 5. Здесь пунктиром обозначена первичная активно-пассивная информация, которая считывается с магнитного диска, распаковывается и нормируется программой LUCH. В блоках 6–10 обозначена информация очередного луча, которая уже находится в оперативном запоминающем устройстве ЭВМ. Сюда относится режимная информация (блок 6), информация активного зондирования (блок 7), результаты опроса радиометра, отнесенные к „опорной” области (блок 8), „чистому небу” (блок 9) и облаку (блок 10).

В результате линейной интерполяции в блоке 11 вычисляются значения сигналов радиометра: принятые от „опорной” области ($U_{оп}$) и „чистого неба” (U_{NE}), отнесенные к моменту времени зондирования. В блоке 12 определяется значение оптической толщины атмосферы $\tau_w(\beta, \epsilon)$ по формуле /6/:

$$\tau_w(\beta, \epsilon) = \ln \frac{U_{оп} - U_{NE}}{U_{оп} - U(\beta, \epsilon)},$$

где $U(\beta, \epsilon)$ — сигнал радиометра, принятый от облака.

Значения удельного коэффициента поглощения радиоволн жидкокапельной влагой $\psi(\beta, \epsilon)$ получаются в блоках 13 и 14, как функция высоты середины зондируемого слоя. По данным оптической толщины атмосферы и коэффициента $\psi(\beta, \epsilon)$ блок 15 обеспечивает вычисление водозапаса облака $W(\beta, \epsilon)$:

$$W(\beta, \epsilon) = \frac{\tau_w(\beta, \epsilon)}{\psi(\beta, \epsilon)}.$$

Значения средней водности $\bar{w}(\beta, \epsilon)$ получаются как отношения водозапаса

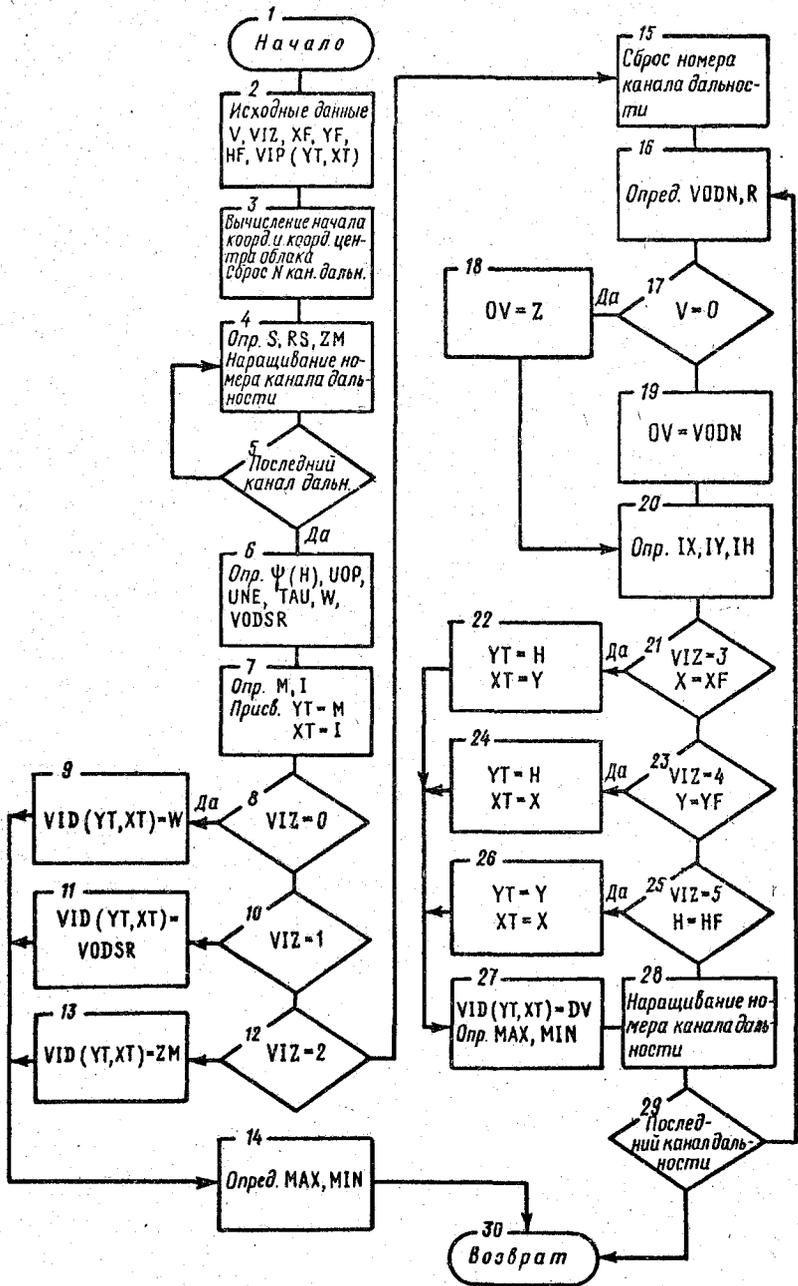


Рис. 4. Алгоритм программы DEK.

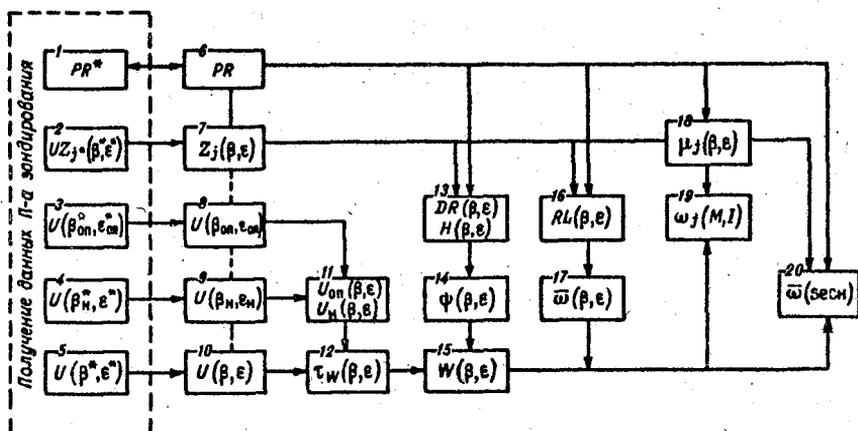


Рис. 5. Логическая схема преобразования информации.

к толще зондируемого слоя $RL(\beta, \epsilon)$:

$$\bar{\omega}(\beta, \epsilon) = \frac{W(\beta, \epsilon)}{RL(\beta, \epsilon)}$$

Получение функции распределения водности вдоль направления зондирования происходит в блоке 18, а в блоке 19 определяется значение водности элемента зондирования, как произведение водозапаса $W(\beta, \epsilon)$ на функцию распределения $\mu_j(\beta, \epsilon)$. В блоке 20 формируется двумерный массив значений водности, отнесенный к плоскости сечения облака, перпендикулярной одной из осей декартовых координат.

Описанная обработка выполняется программой DEK в два приема. В блоках 4–12 (см. рис. 4) определяются интегральные характеристики, а в блоках 15–28 — дифференциальные характеристики водосодержания облака.

Термины водозапас и водность, используемые в данной работе имеют условный смысл, так как, фактически, являются радиофизическими характеристиками водосодержания облаков.

Программно-аппаратные модули, обеспечивающие автоматический режим активно-пассивного радиолокационного зондирования облаков с целью получения характеристик их водосодержания, в настоящее время в составе РМ УВК проходят опытную эксплуатацию на научной базе ГГО им. А. И. Воейкова. Предварительный анализ полученных результатов зондирования и их обработки дает возможность сделать заключение о пригодности описанных в данной работе программно-аппаратных средств для постановки регулярных экспериментальных исследований в автоматическом режиме.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Автоматизация самолетных измерений радиоизлучения атмосферы и подстилающей поверхности // А. П. Афиногенов, Г. Д. Горобьев, А. А. Гуревич и др. — Труды ГГО, 1985, вып. 489, с. 27–31.
2. Автоматизированный пассивно-активный радиолокационный комплекс / А. И. Ляшко, С. А. Маланичев; И. А. Тарабукин. — См. настоящий сборник.
3. А. с. 647692 (СССР). Устройство для определения скользящего среднего / А. С. Луштак, Н. Г. Протопопов, ... , Г. Д. Горобьев и др. — Бюлл. изобр. и откр., 1979, № 6.
4. Вопросы автоматизированного получения полей интегральных характеристик водосодержания облаков с помощью пассивно-активной радиолокации / Л. П. Афиногенов, Г. Г. Шукин, ... , Г. Д. Горобьев и др. — В кн.: Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран. — Л.: Гидрометеиздат, 198 , с.
5. Гудьма А. М. Об особенностях построения системы матобеспечения в радиолокационном вычислительном комплексе, работающей в реальном масштабе времени. — Там же, с. 20–25.
6. 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.
7. Самолетная автоматизированная система регистрации и обработки радиометрической информации / А. Н. Ващуков, Г. Д. Горобьев, А. В. Жуков и др. — Труды ГГО, 1980, вып. 422, с. 101–112.
8. Степаненко В. Д., Шукин Г. Г., Бобылев Л. П., Матросов С. Ю. Радиотеплолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1987. 284 с.
9. Экспериментальный автоматизированный комплекс радиолокационного штормоповещения / А. М. Гудьма, А. Г. Линев, С. А. Маланичев и др. — В кн.: Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран. — Л.: Гидрометеиздат, 1982, с. 11–20.

А. И. Ляшко, Н. Ф. Михайлов,
П. В. Смышляев, А. А. Федоров,
Г. Ф. Шевела, Г. Г. Шукин

ПОСТРОЕНИЕ АППАРАТУРЫ КАЛИБРОВКИ АНТЕННО-ВОЛНОВОДНОГО ТРАКТА И ВЕТРОЗАЩИТНОГО УКРЫТИЯ МРЛ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СЕРИЙНО ВЫПУСКАЕМЫХ ПРИБОРОВ

То обстоятельство, что метеорологические радиолокаторы широко используются в качестве информационно-измерительных систем для измерения радиолокационной отражаемости метеоцелей не только в научных исследованиях, но и в оперативных наблюдениях, выдвигает ряд специфических требований. Помимо требования высокой точности, обычного для любой измерительной системы, это требования простоты и оперативности системы калибровки радиолокатора. Процесс калибровки должен быть либо достаточно простым, чтобы его мог осуществить технический персонал средней квалификации, либо полностью автоматизированным.

При калибровке радиолокатора мы должны как можно точнее определить его метеорологический потенциал:

$$P_M = \frac{\pi^3}{4^5 \ln 2} \frac{P_u h G_0^2 \theta_0 \varphi_0}{\lambda^2 P_{\text{пр min}}} \quad (1)$$

Калибровка МРЛ заключается в определении параметров, сгруппированных в скобках. Определение λ , $P_{\text{пр min}}$, P_u , h , θ и φ не представляет сложности. Основной проблемой является определение коэффициента усиления антенно-фидерной системы.

$$G_0 = \frac{D_0}{\eta} \quad (2)$$

где D_0 — коэффициент направленного действия антенны; η — потери в антенно-волноводной системе.

Величина η определяется потерями в антенно-волноводном тракте и ветрозащитной оболочке. В процессе эксплуатации МРЛ величина η не остается постоянной, ее изменения могут достигать 5–5 дБ и более.

На основе анализа методов калибровки метеорологических радиолокаторов [1, 2, 3], используемых в настоящее время в практике радиолокационных метеорологических наблюдений, разработан метод калибровки антенно-волноводного тракта, суть которого состоит в измерении контраста шумовой температуры антенны относительно шумовой температуры согласованной нагрузки. Будучи подключенным к антенно-волноводному тракту, такой калибратор охватывает весь приемно-передающий тракт, включая и ветрозащитную оболочку. При техническом исполнении ставилась задача использовать современные измерительные приборы, которые в настоящее время выпускаются отечественной промышленностью. В ка-

чество базового прибора калибратора выбран измеритель коэффициента шума типа Х5-38. В качестве опорного генератора шума применен твердотельный генератор шума типа М31305, включенный через направленный ответвитель. Измеритель Х5-38 предназначен для измерения коэффициента шума, коэффициента передачи и шумовой температуры СВЧ-усилителей, а также приемных устройств, имеющих выход ПЧ. Погрешность измерения шумовой температуры в пределах 20–600 К дБ (%) — ± 1 . Структурная схема вариантов устройства калибровки и ориентирования приведена на рис. 1. Принцип работы всех вариантов основан на измерении контраста шумовой температуры согласованной нагрузки (СН) и антенны, направленной в зенит, при этом опорный генератор шума (ГШ), работающий в модулированном режиме, включен постоянно через направленный ответвитель (НО). В конкретном решении использован вариант построения с широкополосным усилителем.

Калибровка и измерение шумовой температуры производится согласно инструкции по эксплуатации на прибор Х5-38 [4].

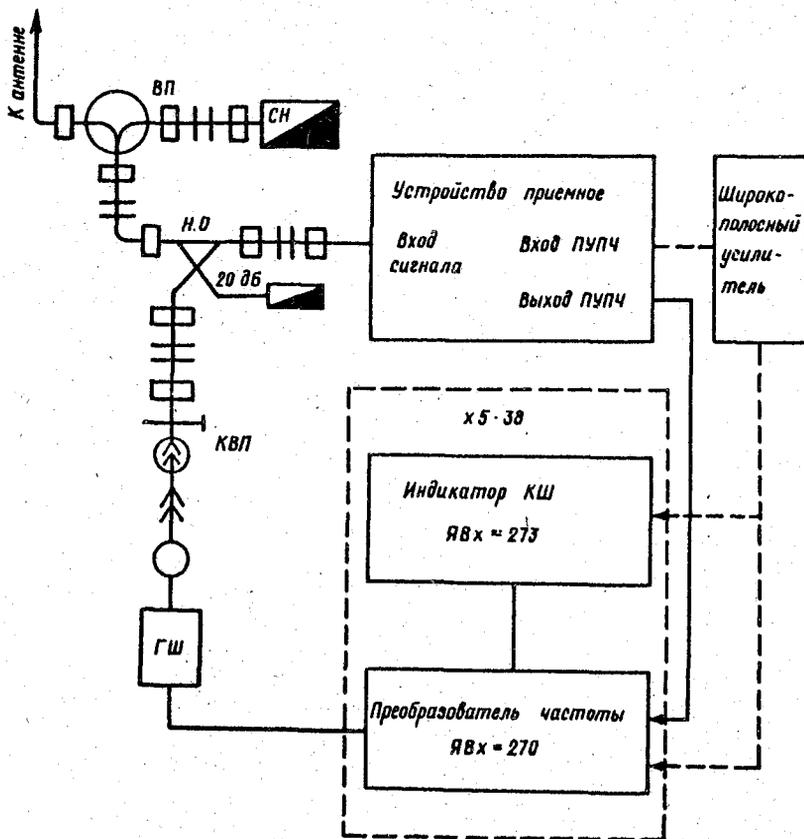


Рис. 1. Схема для определения потерь антенно-волноводного тракта и ветрозащитного укрытия.

Результаты испытания разных вариантов построения аппаратуры

Схема подключения	Шумовая температура, К Потери			Примечание
	на нагрузке T_0	на антенне T_A	дБ	
Измерение с преобразователем частоты ЯВХ-276	294	244	7,4	
Измерение с широкополосным усилителем	293	243	7,4	Флюктуация результатов
Измерение широкополосным усилителем и преобразователем частоты	293	243	7,4	измерения $K_{ш}$ на экране дисплея Х5-38
Измерение с выключенным разрядником	294	342	7,38	значительно меньше

По результатам измерения шумовой температуры определяются потери в соответствии с формулами

$$\alpha_{\text{пот}} = \frac{T_0}{T_0 - T_A + T_{\text{яз}}}$$

$$\alpha_{\text{пот}} = 10 \lg \frac{T_0}{T_0 - T_A + T_{\text{яз}}}, \quad (3)$$

где T_0 — шумовая температура согласованной нагрузки; $T_A + T_{\text{яз}}$ — шумовая температура антенны и яркостной температуры зенита; $T_{\text{яз}} = 5 \dots 6$ К — яркостная шумовая температура в зените.

Проведены испытания аппаратуры с разными вариантами подключения Х5-38 к изделию МРЛ-5 (табл. 1).

Испытания аппаратуры калибровки с изделием МРЛ-5 подтвердило возможность использования серийно выпускаемых приборов для определения потерь в антенно-волноводном тракте с ветрозащитной оболочкой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берюлев Г. П. и др. Калибровка метеорологических радиолокаторов / Г. П. Берюлев, В. В. Ермаков, В. В. Костарев, Ю. В. Мельничук, А. А. Черников. — Труды ЦАО, 1973, вып. 110, с. 65–70.

2. Бошаринов А. Е. и др. Измерение радиотепловых и плазменных излучений / А. Е. Бошаринов, Л. Г. Тучков, В. М. Поляков, Н. И. Ананов. — М.: Сов. радио, 1968. 112 с.

3. Смышляев П. В., Колесиик В. А., Ягджан С. А. Аппаратура контроля энергетического потенциала метеорорадиолокаторов. — В кн.: Труды Всесоюзного

совещания по радиометеорологии. — М.: Гидрометеиздат, 1978, с. 45–47.

4. Измеритель коэффициента шума Х5-38. Техническое описание и инструкция по эксплуатации ЦЮ1. 400.270.ТО.

ОСОБЕННОСТИ ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ ЗА ГОРИЗОНТОМ

В работе [3, 6] приведены результаты экспериментальных исследований, свидетельствующие о том, что довольно часто высокопотенциальные радиолокаторы сантиметрового диапазона принимают отраженные сигналы от морской поверхности на удалениях, значительно превышающих расстояние до оптического горизонта. При этом максимальная дальность радиовидимости морской поверхности (МДРМП) существенным образом зависит от условий рефракции в приземном слое атмосферы и в меньшей степени от интенсивности морского волнения. Доминирующую роль рефракции подтверждают различия в МДРМП для длин волн облучения 3,2 см и 10 см, отмеченные в экспериментах с двухволновым метеорологическим радиолокатором МРЛ-5: МДРМП не более короткой длине волны, как правило, существенно превышала МДРМП на большей длине волны, хотя энергетические потенциалы сантиметрового и дециметрового каналов МРЛ-5 с точки зрения зондирования морской поверхности были примерно одинаковыми [3]. В экспериментах была установлена связь МДРМП с высотой волновода, что указывает на волноводный характер распространения при сравнительно низком расположении антенны (порядка 20 м над уровнем моря).

В данной статье предпринята попытка теоретической интерпретации данных эксперимента в рамках волноводной модели распространения радиоволн над шероховатой поверхностью. Для расстояний прямой видимости мощность сигнала, отраженного от морской поверхности, определяется из уравнения радиолокации

$$P(R) = \frac{P_t G^2 \lambda^2 V^4(R)}{(4\pi)^3 R^4} \sigma_0(\psi) \frac{c\tau}{2} R \theta_0, \quad (1)$$

где P_t — импульсная мощность излучения; G — коэффициент усиления антенны; λ — длина волны; R — расстояние; c — скорость света; τ — длительность зондирующего импульса; θ_0 — ширина диаграммы направленности по уровню половинной мощности; σ_0 — удельная ЭПР морской поверхности; V — функция ослабления сигнала [8], учитывающая отличие условий распространения в атмосфере над водной поверхностью, от распространения в свободном пространстве. Выражение для σ_0 в зоне прямой видимости может быть получено в соответствии с двухмасштабной моделью рассеяния морской поверхности, согласно которой непосредственными отражателями радиоволн длины λ являются мелкие волны ряби длиной

$$\Lambda = \lambda / 2 \cos \psi \quad (2)$$

(ψ — угол скольжения), расположенные на склонах крупных гравитационных волн [1]. В отсутствие крупномасштабных составляющих волнения

удельная ЭПР для горизонтальной поляризации определяется как

$$\sigma_0(\psi) = 16 \pi k^4 \sin^4 \psi W(2k \cos \psi), \quad (3)$$

где $k = 2\pi/\lambda$; $W(\chi)$ — пространственный спектр ряби. Как следует из работы [7], в области волновых чисел χ от 1 см^{-1} до $6-10 \text{ см}^{-1}$ для $W(\chi)$ справедливо выражение

$$W(\chi) = 0,875 (2\pi)^{\rho-1} \frac{g + 3g\chi^2/\chi_m}{(g\chi + g\chi^3/\chi_m)^{(\rho+1)/2}}, \quad (4)$$

где $g = 980 \text{ см/с}^2$ — ускорение силы тяжести; $\chi_m = 13,18$; $\rho = 5 - \lg U_*$ (U_* — динамическая скорость, см/с). В соответствии с теорией турбулентной диффузии в приводном слое атмосферы для нейтральной стратификации зависимость скорости ветра u от высоты определяется параметрически динамической скоростью:

$$u(h) = (U_*/0,4) \ln(h/h_0), \quad (5)$$

$$\text{где } h_0 = 0,684/U_* + 4,28 \cdot 10^{-5} U_*^2 - 4,43 \cdot 10^{-2}. \quad (6)$$

При наличии крупномасштабного волнения совокупный учет модуляции углов облучения элементов ряби крупномасштабными волнами и эффекта затенения приводит к следующему выражению для удельной ЭПР морской поверхности при скольжении облучения $\psi \rightarrow 0/4$:

$$\sigma_0(\psi) = 24\sqrt{2} \pi^{3/2} k^4 W(2k \cos \psi) \bar{\Gamma}^3 \psi, \quad (7)$$

справедливого для рассеяния волн горизонтальной поляризации на идеально проводящей поверхности. В формуле (7) $\bar{\Gamma}$ — среднеквадратический уклон морских волн крупномасштабного рельефа. Для изотропного ветрового волнения связь u (м/с) высоте порядка 20 м и $\bar{\Gamma}$ дается следующей эмпирической формулой

$$\bar{\Gamma} = 0,0346 u^{1/2}. \quad (8)$$

Из (4) — (8) следует, что удельная ЭПР в области малых углов пропорциональна первой степени угла скольжения ψ и весьма сложным образом зависит от скорости ветра.

Выражение (7) для удельной ЭПР морской поверхности, полученное на основе двухмасштабной модели, применимо лишь для зоны прямой видимости. В зоне тени за радиогоризонтом не ясно, что понимать под углом облучения ψ и к настоящему времени в литературе отсутствуют какие-либо аналитические формулы для удельной ЭПР в области тени в связи с тем, что статистическая теория дифракции на шероховатой сфере не построена. Мы попытаемся получить некоторое обобщение двухмасштабной модели и в области тени для случая горизонтальной поляризации и идеаль-

но проводящей морской поверхности.

Выражение для электрического поля в дальней зоне над гладкой идеально проводящей сферой, возбужденного антенной, расположенной в точке А на рис. 1, в этом случае имеет вид

$$E_{\varphi} = \sqrt{60 P_t G} \frac{e^{ikR}}{R} V(x, y_1, y_2). \quad (9)$$

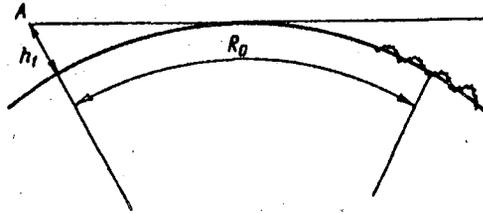


Рис. 1. Иллюстрация взаимного расположения антенны РИС и „освещенной“ площадки за горизонтом.

В соответствии с общепринятыми обозначениями В. А. Фока [8] в качестве аргументов функции ослабления фигурируют приведенная дальность $x = m R / a_3$ и приведенные высоты источника и приемника $y_{1,2} = k h_{1,2} / m$, где $m = (k a_3 / 2)^{1/3}$, a_3 — эквивалентный радиус Земли. Предположим, что сфера покрыта шероховатостями с размерами, меньшими длины волны излучения, что позволяет воспользоваться схемой метода возмущений. Рассеянное поле будем искать в виде суммы поля нулевого приближения $E_0 = E_0 \vec{e}_{\varphi}$ отраженного от гладкой сферы и поля E^s первого порядка по малым параметрам метода возмущений $k\sigma_h$ и $\bar{\Gamma}$ (σ_h — среднее квадратическое отклонение шероховатостей рельефа). Согласно [1], граничное условие для E^s на поверхности сферы имеет вид

$$[\vec{N}, E^s] = -\xi [\vec{N}, (\vec{N} \nabla) \vec{E}_0], \quad (10)$$

где \vec{N} — вектор нормали к поверхности; ξ — высота шероховатости. В данном случае

$$[\vec{N}, (\vec{N} \nabla) \vec{E}_0] = [\vec{N} \frac{\partial E_0}{\partial r}] = \frac{\partial E_{\varphi}}{\partial r} \vec{e}_{\vartheta} = \sqrt{60 P_t G} \frac{e^{ikR}}{R} \frac{k}{m} \frac{\partial V(x, y_1, y_2)}{\partial y_2} \vec{e}_{\vartheta} \quad (11)$$

Согласно векторной теореме Грина [1] для рассеянного поля, в точке расположения передающей антенны (радиолокационный случай) имеет место выражение

$$E_{\varphi}^s(\vec{R}) = \frac{1}{4\pi} \int_S ([\vec{E}(\vec{\rho}) \vec{N}] \vec{G}_{\varphi}(\vec{R}, \vec{\rho})) d\vec{\rho}, \quad (12)$$

где $\vec{G}_{\varphi}(\vec{R}, \vec{\rho})$ — векторная функция Грина, имеющая смысл напряженности магнитного поля, создаваемого диполем с единичным моментом, направленным вдоль оси φ и расположенным в точке А, при условии, что поверхность S является идеально проводящей. В данном случае

$$\vec{G}_\varphi = \frac{k}{m} \frac{e^{ikR}}{R} \frac{\partial V(x, y_1, 0)}{\partial y_2} \vec{e}_y. \quad (13)$$

Соответственно

$$E_\varphi^S(\vec{R}) = -\frac{\sqrt{60P_t G}}{4\pi} \frac{k^2}{m^2} \int_S \frac{e^{i2kR}}{R^2} \xi(\vec{\rho}) \left[\frac{\partial V(x, y_1, 0)}{\partial y_2} \right]^2 d\vec{\rho}. \quad (14)$$

Размер „освещенной” площадки S определяется длительностью зондирующего импульса и шириной диаграммы направленности антенны, поскольку, согласно [2], направленные свойства антенны в горизонтальной плоскости сохраняются и за радиогоризонтом. В пределах освещенной площадки можно вынести медленно меняющиеся функции из-под знака интеграла, что дает

$$E_\varphi^S(\vec{R}) \approx -\frac{\sqrt{60P_t G}}{4\pi} \frac{k^2}{m^2} \frac{e^{i2kR_0}}{R_0^2} \left[\frac{\partial V(x, y_1, 0)}{\partial y_2} \right]^2 \int_S \xi(\vec{\rho}) e^{i2\vec{k}\vec{\rho}} d\vec{\rho}. \quad (15)$$

Переходя к средней мощности рассеянного в радиолокационном направлении сигнала с учетом направленных свойств антенны, нетрудно получить

$$\begin{aligned} P(R) &= \frac{1}{2z_0} \langle |E_\varphi^S(R)|^2 \rangle = \frac{G\lambda^2}{4\pi} = \\ &= \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^4 R^4} \frac{k^4}{m^4} \left| \frac{\partial V(x, y_1, 0)}{\partial y_2} \right|^2 S_0 \int_S B(\vec{\rho}) e^{i2\vec{k}\vec{\rho}} d\vec{\rho}. \end{aligned} \quad (16)$$

В формуле (15) $S_0 = R \theta_0$ (ср/2) – площадь освещенной площадки; $B(\vec{\rho}) = \langle \xi(\vec{r} + \vec{\rho}) \xi(\vec{r}) \rangle$ – пространственная корреляционная функция шероховатостей морского рельефа; $z_0 = 120 \pi$ – импеданс вакуума.

Предынтегральное выражение в (15) представляет собой не что иное, как амплитуду гармоники пространственного спектра шероховатостей с волновым вектором $2k$ (с точностью до множителя $(2\pi)^2$):

$$\int_S B(\vec{\rho}) e^{i2\vec{k}\vec{\rho}} d\vec{\rho} = (2\pi)^2 W(2k). \quad (17)$$

Выпишем окончательное выражение для мощности радиолокационного сигнала:

$$P(R) = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} S_0 \sigma_{\text{эф}}, \quad (18)$$

где

$$\sigma_{\text{эф}} = \frac{\pi k^4}{m^4} \left| \frac{\partial V}{\partial y} \right|^4 W(2k). \quad (19)$$

Формула (18) представляет собой по сути дела выражение для удельной ЭПР морской поверхности, справедливое для случая загоризонтного зондирования. Сравним полученное выражение с формулой (3) для σ_0 в случае плоской поверхности. Сомножители $W(2k)$ в указанных формулах совпадают. В отличие от плоского случая угол облучения морской поверхности в формуле (18) в явном виде не фигурирует. Тем не менее, записав выражение для $\sigma_{\text{эф}}$ в виде

$$\sigma_{\text{эф}} = \left| \frac{\partial V}{\partial y} \right|^4 16\pi k^4 \psi_{\text{эф}}^4 W(2k), \quad (20)$$

можно ввести некий эффективный угол скольжения $\psi_{\text{эф}} = 1/2 \pi$, выделив сомножитель $(|\partial V/\partial y|^4)$, учитывающий дифракционное ослабление падающего и рассеянного поля. Угол $\psi_{\text{эф}}$ в сантиметровом диапазоне УКВ имеет порядок 2 угловых минут и не зависит от расстояния в области за горизонтом.

Если мелкомасштабная рябь расположена на склонах крупных гравитационных волн, высота которых превышает длину волны облучения, то схема метода возмущений неприменима и следует использовать концепцию двухмасштабной поверхности аналогично тому, как это делается в расчетах для плоской средней поверхности. В этом случае в интеграле (12) интегрирование осуществляется не по сферической гладкой поверхности, а по сферической поверхности, покрытой крупномасштабными неровностями. В классической двухмасштабной модели поле \vec{E}_0 , фигурирующее в граничном условии (10), согласно методу Кирхгофа представляется в виде суммы падающей и отраженной от плоского facets плоских волн. Для сферической геометрии задачи, когда источник поля находится в зоне дифракционной тени относительно облучаемой площадки, такое разбиение поля \vec{E}_0 на сумму двух плоских волн осуществить, вообще говоря, не удастся, и геометрико-оптическая трактовка в данном случае не проходит. Тем не менее при наличии сильного волноводного захвата согласно концепции Бриллюэна „захваченная” нормальная волна, сосредоточенная в непосредственной близости от подстилающей поверхности и распространяющаяся с исчезающе малым затуханием, может быть представлена в виде суммы двух квазиплоских волн. Наклон фазового фронта этих волн относительно плоскости отражающего facets может служить оценкой эффективного угла облучения. Случай сильного волноводного захвата представляет наибольший практический интерес, поскольку именно при этих условиях в экспериментах наблюдаются интенсивные отражения от моря в загоризонтной области.

Для условий волноводного распространения функция ослабления в области за горизонтом может быть представлена в виде ряда нормальных волн:

$$V = R^{1/2} \sum_s e^{ixt_s} \varphi(s) g(y_1, t_s) g(y_2, t_s), \quad (21)$$

в котором на достаточно больших удалениях достаточно удержать один лишь первый член. В формуле (21) t_s , $\varphi(s)$ и $g(y_{1,2}, t_s)$ — собственные зна-

чения, коэффициенты возбуждения и высотные множители s -той нормальной волны. Высотные множители находятся из уравнения

$$\frac{d^2 g}{d y^2} + [p(y) - t_s] g = 0, \quad (22)$$

в котором

$$p(y) = 2m [n(h) - 1 + h/a], \quad (23)$$

где $n(h)$ — вертикальный профиль показателя преломления; a — радиус Земли. При сильном волноводном захвате собственное значение t_1 нижней нормальной волны является вещественным числом, причем

$$p(y_d) < t_1 < p(0), \quad (24)$$

где y_d — приведенная высота волновода (рис. 2). В интервале высот $(0, y_t)$ высотный множитель нижней нормальной волны может быть приближенно представлен в виде экспонент с чисто мнимыми показателями:

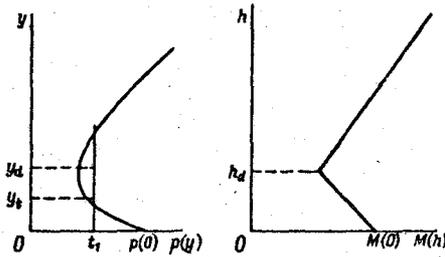


Рис. 2. Вертикальные профили $p(y)$ и $M(h) = [n(h) - 1 + h/a] 10^6$ при наличии приводного волновода.

$$g(y) = C_1 e^{i \int_0^y \sqrt{p(y') - t_1} dy'} + C_2 e^{-i \int_0^y \sqrt{p(y') - t_1} dy'}, \quad (25)$$

где C_1 и C_2 — некоторые константы. Таким образом, в непосредственной близости от морской поверхности пространственное изменение фазы облучающего поля описывается множителем

$$e^{i(kR + xt_1 - \int_0^y \sqrt{p(y') - t_1} dy')} \quad (26)$$

С учетом того, что $xt_1 = (mR/a) t_1 \ll kR$. Наклон фазового фронта облучающей волны (или эффективный угол облучения $\psi_{эф}$) в данном случае определяется из выражения

$$\psi_{эф} = \frac{\sqrt{p(y) - t_1}}{m} \quad (27)$$

Оценим значения этого угла для билинейного профиля показателя преломления (см. рис. 2). В обозначениях В. А. Фока /8/

$$p(y) = \begin{cases} y + (1 + \mu^3)(y_d - y), & y < y_d \\ y, & y \geq y_d. \end{cases} \quad (28)$$

При этом значение М-дефицита для волновода связано с его высотой соотношением $\Delta M = \mu^3 h_d/a$, где h_d — высота волновода. Для билинейного профиля указанного профиля вида решением уравнения (22) является функция Эйри $\vartheta(\eta)$ с аргументом, определяемым из соотношения

$$\eta = \eta_{0s} + \mu y, \quad \text{где} \quad \eta_{0s} = \frac{t_s - (1 - \mu^3) y_d}{\mu^2}, \quad (29)$$

причем корни характеристического уравнения (во всяком случае, для хорошо захваченных нормальных волн) находятся из уравнения

$$\vartheta(\eta_{0s}) = 0. \quad (30)$$

Для нижней нормальной волны $\eta_{01} = -2,338$. Подставляя в выражение (27) значение $p(y)$ при $y = 0$ и значение t_1 из формулы (29) с учетом η_{01} , можно получить для $\psi_{\text{эф}}$ очень простое выражение

$$\psi_{\text{эф}} = \frac{\mu \sqrt{|\eta_{01}|}}{m}. \quad (31)$$

Для оценки параметра μ воспользуемся эмпирически установленным для приводного волновода испарения средним соотношением между его высотой h_d (м) и М-дефицитом ΔM :

$$\Delta M \approx 0,157 h_d \ln \frac{h_d}{2}. \quad (32)$$

Из (32) следует, что при высоте волновода $h_d = 20$ м ΔM чаще всего имеет порядок 7–8 N-единиц, а $\mu \approx 1$. Следовательно, значение $\psi_{\text{эф}}$ при указанных параметрах волновода составляет $6'$, т. е. $0,1^\circ$. С увеличением высоты волновода или М-дефицита величина μ растет и эффективный угол облучения будет также возрастать.

Установив величину эффективного угла облучения морской поверхности в загоризонтальной области, нетрудно повторить всю известную схему рассуждений для двухмасштабной модели поверхности и прийти к выражению для удельной ЭПР морской поверхности (7), в котором вместо величины угла ψ будет фигурировать величина эффективного угла $\psi_{\text{эф}}$. При этом выражение для мощности рассеянного морской поверхностью сигнала будет иметь следующий вид:

$$P(R) = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \left| \frac{\partial V}{\partial y} \right|^4 S 24\sqrt{2} \pi^{3/2} k^4 \bar{\Gamma}^3 \psi_{\text{эф}} W(2k). \quad (33)$$

Из формулы (33) видно, что принятая мощность определяется как интенсивностью морского волнения, непосредственно связанной со скоростью ветра в случае полностью развитого ветрового волнения, так и рефракцией в приводном слое атмосферы. В структуре формулы (33) сомножители $\bar{\Gamma}^3$ и $W(2k)$ описывают влияние интенсивности волнения, а сомножители $|\partial V/\partial y|^4$ и $\psi_{\text{эф}}$ — рефракционные свойства приводного слоя атмосферы. Заметим, что изменение условий рефракции в гораздо большей степени сказывается на множителе ослабления $|\partial V/\partial y|^4$, чем на угле $\psi_{\text{эф}}$, который, как показали вышеприведенные расчеты, увеличивается всего в 3–4 раза при переходе от стандартной рефракции к волноводу с параметрами $h_d = 20$ м и $\Delta M = 8$. В то же время, такое изменение условий рефракции приводит к изменению множителя ослабления примерно на 100 дБ на удалении 60 км и высоте расположения антенны 20 м. Для условий повышенной рефракции можно сделать определенный вывод о том, что в количественном отношении именно уровнем рефракции в первую очередь определяется мощность отраженного сигнала от морской поверхности за горизонтом и уже во вторую очередь — интенсивностью волнения. В связи с этим максимальная дальность радиовидимости морской поверхности за горизонтом может служить хорошим показателем уровня рефракции в приводном слое атмосферы. Рассмотрим зависимость МДРМП (R_{max}) от скорости ветра и параметров приводного волновода испарения для условий нейтральной стратификации для радиолокатора МРЛ-5, использовавшегося в экспериментах по зондированию морской поверхности /3/. С учетом параметров радиолокатора уравнение, связывающее R_{max} с удельной ЭПР морской поверхности и множителем ослабления, имеет следующий вид:

$$30 \lg R_{\text{max}} = 128 + 10 \lg \sigma_0(u, \lambda) + 10 \lg F(R_{\text{max}}) \quad \text{при } \lambda = 3,2 \text{ см}, \quad (34)$$

$$30 \lg R_{\text{max}} = 133 + 10 \lg \sigma_0(u, \lambda) + 10 \lg F(R_{\text{max}}) \quad \text{при } \lambda = 10 \text{ см}. \quad (35)$$

В выражениях (34) — (35) $F = |\partial v/\partial y|^4$, $\sigma_0(u, \lambda)$ определяется по формуле (7), в которой значение угла ψ заменено на $\psi_{\text{эф}}$. Значение $\psi_{\text{эф}}$ для простоты полагается постоянным и равным 10^{-3} . Зависимости R_{max} (σ_0) для двух каналов МРЛ-5, полученные в качестве решений уравнений (34) и (35) при различных высотах волновода, изображены на рис. 3. Оценка функции ослабления V для волноводных условий распространения проводилась в одномодовом приближении с помощью инженерных формул и графиков, приведенных в работе /9/. При расчетах высота антенны РЛС принималась равной 20 м. Штриховым кривым на рис. 3 соответствуют значения удельных ЭПР, рассчитанные для скорости ветра $u = 3$ м/с и 10 м/с с учетом выражений (4) — (6), (8). Анализируя рис. 3, можно сделать выводы о том, что в диапазоне волн $\lambda = 3,2$ см при толщине волновода $h_d < 5$ м величина R_{max} близка к значению радиогоризонта при стандартной рефракции $R_t \approx 20$ км, но уже при наличии волновода с толщиной более 10 м значение R_{max} резко

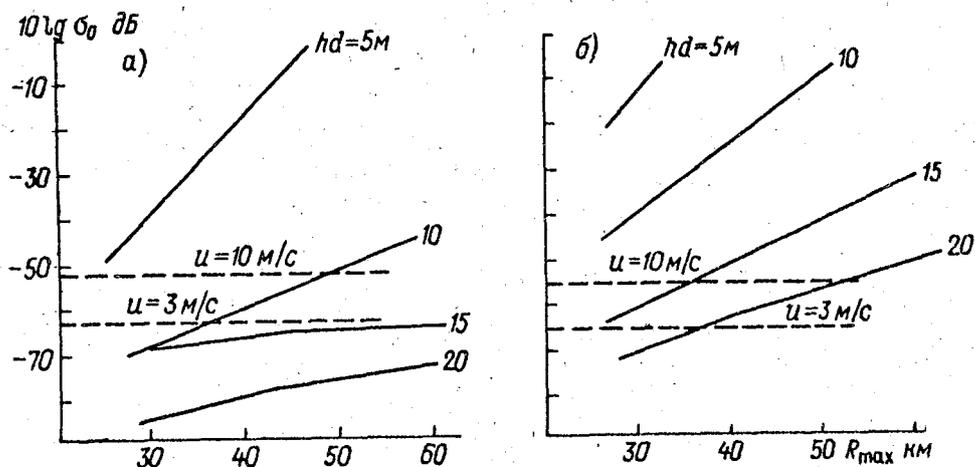


Рис. 3. Зависимость максимальной дальности радиовидимости морской поверхности R_{\max} от удельной ЭПР σ_0 при различных высотах приводного волновода.

а) $\lambda = 3,2$ см, б) $\lambda = 10$ см.

возрастает, достигая 35 км при $u = 3$ м/с и 47 км при $u = 10$ м/с. При длине волны излучения $\lambda = 10$ см существенное превышение МДРМП над расстоянием до радиогоризонта R_r наступает при высоте волновода $h_d \approx 15$ м и интенсивном морском волнении ($u \approx 10$ м/с).

Результаты приведенных расчетов носят приближенный оценочный характер, поскольку при выводе расчетных формул было сделано немало упрощающих допущений. Тем не менее эти расчеты позволяют оценить порядок эффектов, связанных с интенсивностью волнения и атмосферной рефракцией, и находятся в достаточно неплохом согласии с данными экспериментов, приведенными в работе [3].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Б а с с Ф. Г., Ф у к с И. М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. — М.: Наука, 1972. 424 с.
2. В в е д е н с к и й Б. А. Распространение ультракоротких волн. — М., 1973.
3. В л и я н и е рефракции радиоволн на дальность наблюдения водной поверхности двухволновым метеорологическим радиолокатором / Н. В. Горностаев, Н. С. Дорожкин, Ю. А. Мельник и др. — Труды ГГО, 1987, вып. 508, с. 126-133.
4. Ж и д к о Ю. М. Обратное рассеяние звука на шероховатой поверхности с двумя типами неровностей при малых углах скольжения. — Акустический журнал, 1979, т. 25, № 3, с. 378-382.
5. М а р ц и н к е в и ч Л. М. Распределение уклонов взволнованной поверхности моря. — Метеорология и гидрология, 1970, № 10, с. 41-55.
6. М о р с к а я радиолокация / Под ред. В. И. Винокурова. — Л.: Судостроение, 1986. 256 с.
7. М у р Р. К., Ф э н А. К. Радиолокационное определение параметров ветра над морем. — ТИИЭР, 1979, т. 67, № 11, с. 40-63.
8. Ф о к В. А. Проблемы дифракции и распространение электромагнитных волн. — М.: Сов. радио, 1970. 517 с.
9. R o t h e r a m S. Radiowave propagation in the euaporation duct. — Marconi Review, 1974, v. 37, N 192, p. 18-40.

МАТРИЧНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ ЖИДКОКАПЕЛЬНЫХ ОБЛАКОВ И ОСАДКОВ

Ряд экспериментальных методов определения характеристик облаков и осадков основывается на изменении и интерпретации зависимости мощности отраженного радиолокационного сигнала от изменяемых параметров поляризованного устройства, установленного на выходе приемо-передающей антенны одноканальной РЛС /2, 3/. Из нескольких измерений при различных параметрах поляризатора, в принципе, можно извлечь информацию об элементах энергетической матрицы обратного рассеяния гидрометеоров \hat{M} , которая имеет размерность 4×4 . Далее, как правило, на основе феноменологического подхода устанавливаются связи между матричными элементами и характеристиками исследуемых гидрометеорных образований. В связи с этим представляет интерес теоретическое моделирование как самих матричных элементов, так и непосредственно мощности отраженного сигнала в зависимости от параметров поляризатора.

В данной работе проводятся численные оценки элементов матрицы \hat{M} и отраженной мощности сигнала от жидкокапельных гидрометеоров (облаков, дающих осадки) в зависимости от угла поворота фазовой четвертьволновой пластинки, часто применяемой для поляризационной модуляции. При теоретических расчетах учитывалось, что мелкие капли облаков имеют сферическую форму, а капли осадков деформируются и принимают форму, близкую к сфероидальной. При этом степень деформации такого сфероида зависит от диаметра равновеликой сферы /5, 7/. Предполагалась азимутальная симметрия ориентаций осей симметрии крупных капель и их узкое распределение по зенитному углу относительно вертикали со средним квадратическим отклонением $\sigma_\theta = 60^\circ$, что соответствует средним условиям /6/. В расчетах учитывался также факт колебаний формы крупных капель при падении /5/. Для мелких облачных капель принималось распределение Хргиана-Мазина /4/ со средним радиусом $r = 6$ мкм и водностью $w_M = 0,4$ г/м³. Для крупных капель предполагалось гамма-распределение

$$N(D) = 2,5 D^2 \exp(-5,67D/D_m) \quad (1)$$

с пределами изменчивости медианного диаметра равновеликой сферы $D_m \approx 0,06 \dots 0,29$ см, что соответствует диапазону интенсивностей осадков $I \approx 0,001 \dots 75$ мм/ч.

Данные расчетов показывают, что при практическом отсутствии осадков ($D_m = 0,06$ см) нормированная энергетическая матрица обратного рассеяния облака с высокой степенью точности соответствует матрице сферы, у которой отличны от нуля только диагональные члены:

$$\hat{M} \sim \begin{vmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -1 \end{vmatrix}. \quad (2)$$

В формуле (2) учтен факт изменения знака комплексной амплитуды рассеяния излучения горизонтальной поляризации при отражении, что связано с изменением системы координат. При появлении среди отражателей крупных несферических капель матрица \hat{M} начинает меняться. В силу соотношений симметрии $1/|M_{i,k}| = |M_{k,i}|$ и, с учетом нормировки на $M_{1,1}$, независимыми являются лишь девять элементов.

На рис. 1 приведены зависимости матричных элементов, которые наиболее сильно отличаются от соответствующих элементов для сферы, при появлении крупных несферических рассеивателей. Остальные элементы изменяются значительно слабее. Из рисунка видно, что наиболее чувствительным является элемент $M_{1,2}$, который резко возрастает при появлении в облаке крупных капель осадков. Зависимости элементов $M_{3,3}$ и $M_{4,4}$ близки, поэтому на рисунке показана лишь одна из них. Приведенные данные соответствуют углу места РЛС $\psi = 20^\circ$. Необходимо отметить, что влияние вида функции распределения ориентаций капель по азимутальному углу на представленные зависимости невелико. Это объясняется узким диапазоном изменчивости зенитных углов осей симметрии капель вокруг вертикального направления.

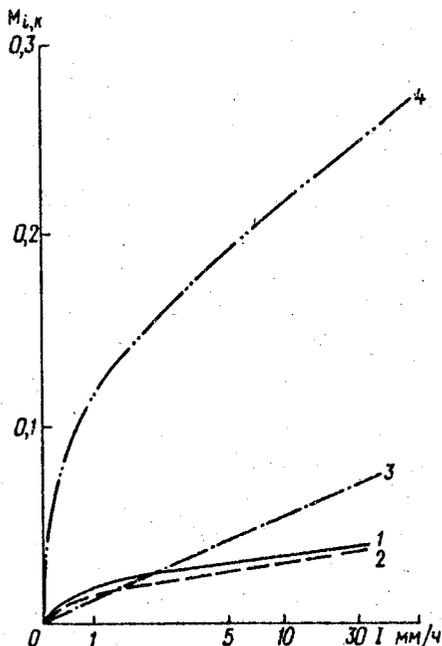


Рис. 1. Зависимость нормированных на $M_{1,1}$ элементов энергетической матрицы рассеяния от интенсивности осадков (водность мелкокапельной фракции $w_M = 0,3 \text{ г/м}^3$).

- 1) $M_{3,1}$; 2) $1 + M_{4,4}$; 3) $M_{4,3}$;
4) $M_{1,2}$.

Особый интерес представляет собой анализ кривых отраженной мощности, поскольку она является непосредственно измеряемым параметром. Указанную мощность в зависимости от угла поворота фазовой четверть-волновой пластинки β можно записать в виде

$$p = \vec{S}^* \hat{A}(-\beta) \hat{M} \hat{A}(\beta) \vec{S}, \quad (3)$$

где \vec{S} — вектор-параметр Стокса приемно-передающей антенны; * — знак

транспонирования; $\hat{A}(\beta)$ — матрица четвертьволновой пластинки с ориентированной под углом β к горизонтали осью, вдоль которой фаза набегаёт быстрее. Матрица $\hat{A}(\beta)$ имеет вид /1/

$$\hat{A}(\beta) = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \cos^2 2\beta & \sin 2\beta \cos 2\beta & -\sin 2\beta \\ 0 & \sin 2\beta \cos 2\beta & \sin^2 2\beta & \cos 2\beta \\ 0 & \sin 2\beta & -\cos 2\beta & 0 \end{pmatrix} \quad (4)$$

Вычисления по формуле (3) проводились в предположении вертикальной поляризации зондирующего сигнала и длины волны излучения $\lambda = 3,2$ см

$$\vec{S} = \begin{pmatrix} 1 \\ -1 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix} \quad (5)$$

На рис. 2 представлены нормированные угловые зависимости отраженной мощности при отсутствии крупных капель в облаке и при их наличии,

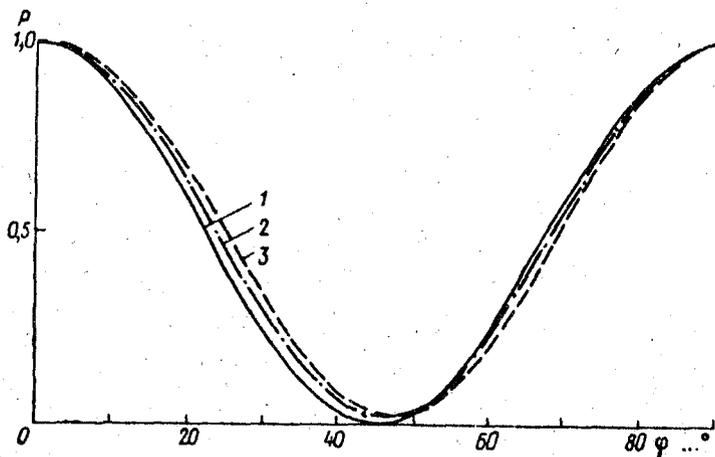


Рис. 2. Зависимость мощности отраженного радиолокационного сигнала от угла поворота четвертьволновой пластинки на выходе антенны.

1 — облако содержит только мелкие капли, $w_M = 0,3$ г/м³; 2, 3 — наряду с мелкими есть крупные капли, соответствующие интенсивности осадков составляют 5 и 50 мм/ч.

соответствующим интенсивностям осадков 15 и 50 мм/ч. В первом случае искомая зависимость описывается функцией $\cos^2 2\beta$, справедливой для сферических рассеивателей. При появлении и росте числа крупных несферических капель область минимума, который уже не достигает нуля, расширяется и незначительно сдвигается. Следует, однако, отметить в целом небольшие изменения в характере кривой, что говорит о довольно высокой некорректности обратной задачи восстановления матричных элементов по измерениям отраженной мощности при зондировании жидкокапельных гидрометеоров и о необходимости применения регуляризационных методов решения этой задачи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борен К., Хафмен Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами. — М.: Мир, 1986, 660 с.

2. Завируха В. К. О возможности полного определения поляризационных характеристик метеорологических образований с помощью одноканальных радиолокационных станций. — Труды ГГО, 1982, вып. 451, с. 126–128.

3. Завируха В. К. Об одном оптимальном способе определения поляризационных характеристик метеорологических образований. — Труды ГГО, 1985, вып. 490, с. 21–24.

4. Мазии И. П., Шметер С. М. Облака. Строение и физика образования. — Л.: Гидрометеоздат, 1983. 280 с.

5. Chandrasekar V., Cooper W. A., Bringi V. N. Axis ratios and oscillations of raindrops. — J Atmos. Sci., 1988, v.45, N 8, p. 1323–1333.

6. Hendry A., McCormick G. C. The degree of common orientation of hydrometeors observed by polarization diversity radars. — J. Appl. Met., 1976, v. 15, N 6, p. 633–640.

7. Holt A. R. Some factors affecting the remote sensing of rain by polarization diversity radars in the 3- to 35 GHz frequency range. — Radio Sci., 1984, v. 19, N 5, p. 1399–1412.

ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ПОЛЯРИЗАЦИИ РАДИОТЕПЛОвого ИЗЛУЧЕНИЯ ОБЛАКОВ, ДАЮЩИХ ОСАДКИ

Теоретические и экспериментальные исследования, проведенные в последние годы, показали широкие возможности применения СВЧ-радиометрии для исследования облаков и, в особенности, жидкокапельной их части, поскольку кристаллическая фаза довольно слабо влияет на радиотепловое излучение. До недавнего времени эффект поляризации радиотеплового излучения облаков часто не учитывался. Однако, применение поляризационных измерений может существенно повысить информативность СВЧ-радиометрического зондирования облаков, в особенности мощных кучевых, в которых имеются крупные капли осадков.

Известно, что основными факторами определяющими поляризацию являются рассеяние излучения и несферичность капель. На длинах волн излучения $\lambda > 3$ см вкладом рассеяния в поляризацию можно пренебречь /1/. Мелкие облачные капли практически не деформируются и являются сферическими, не вызывая эффекта поляризации. Крупные водяные капли осадков сплющиваются при падении, причем заметно начинают деформироваться капли при $D > 0,1$ см (D — диаметр равновеликой сферической капли). Таким образом, по поляризации радиотеплового излучения мощных облаков можно судить о наличии и динамике содержания в них крупнокапельной фракции осадков.

В данной работе проводится теоретическая оценка степени поляризации радиотеплового излучения облаков в зависимости от средней доли водности содержащихся в них осадков. Согласно общепринятому подходу крупные капли моделировались сплюснутыми сфероидами со степенью деформации, зависящей от $D/5$, /7/. По данным экспериментов распределение осей симметрии таких сфероидов по углу θ относительно вертикали имеет довольно узкий максимум (в пределах 5°), ширина которого по уровню 0,5 составляет в среднем величину около 10° /6/. Кроме того крупные капли испытывают колебания формы со средним квадратическим отклонением отношения малой и большой полуосей сфероида a/b равным 0,06–0,07 и мало зависящим от размера капли при $D > 0,17$ см /5/. Амплитуда колебаний более мелких капель падает с уменьшением D /8/.

Все указанные факторы формы, геометрии и колебаний капель принимались во внимание при модельных расчетах характеристик поглощения радиотеплового излучения в облаках. Эффекты ориентации учитывались по методике /7/. Элементы амплитудной матрицы рассеяния излучения и сечения объемного рассеяния, необходимые для получения искомым характеристик, вычислялись по теории Ми, а поправки на форму капель рассчитывались методом возмущений, путем разложения в ряд по параметру деформации сфероида $\eta = 1 - a/b$. Спектр размеров капель моделировался суперпозицией двух гамма-распределений. Предполагалось, что мелкие облачные капли описываются известным распределением Хргиана–Мазина /3/ со средним радиусом $r_m = 6$ мкм, а крупные капли осадков распределением

$$N(D) = 2,5D^2 \exp(-5,67D/D_m), \quad (1)$$

весьма близким к распределению Шифрина-Поляковой /2/. Вариации среднего диаметра D_m в диапазоне 0,06–0,27 см приводят к изменению водности капель осадков w_k в пределах от 0,001 до 1,9 г/м³, что соответствует диапазону интенсивностей от 0 до 50 мм/ч.

Определим степень поляризации оптической толщины следующим образом:

$$p = \frac{\tau_h - \tau_v}{\tau_h + \tau_v} \cdot 100\% = \frac{\bar{\alpha}_h - \bar{\alpha}_v}{\bar{\alpha}_h + \bar{\alpha}_v} \cdot 100\%, \quad (2)$$

где α_i ($i = v, h$) – средний коэффициент поглощения радиоизлучения в облаке на соответствующей поляризации. Величина p характеризует поляризацию радиотеплового излучения облаков и, являясь относительным параметром, может измеряться с большей точностью, чем абсолютные значения яркостных температур /4/.

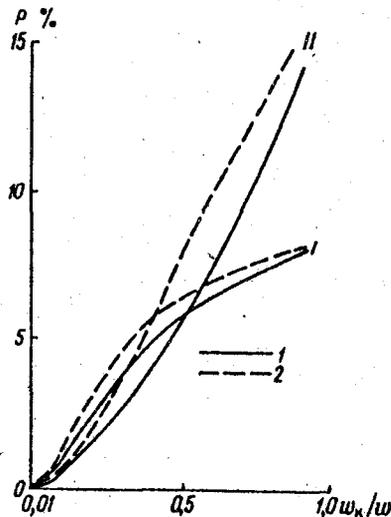


Рис. 1. Зависимость степени поляризации радиотеплового излучения облака от среднего отношения водности, обусловленной крупными каплями осадков, к суммарной водности.

I – $\lambda = 3,2$ см, II – $\lambda = 5,6$ см, 1 – $w_M = 0,2$ г/м³, 2 – $w_M = 0,4$ г/м³.

Поляризация излучения мощных облаков появляется, когда в них начинают возникать в достаточном количестве крупные капли осадков. На рисунке приведены зависимости степени поляризации p от среднего (в направлении зондирования) отношения водности крупных капель осадков ($D > 200$ мкм) w_k к общей водности w . Сплошная кривая соответствует водности мелких облачных капель $w_M = 0,2$ г/м³, штриховая – $w_M = 0,4$ г/м³. Представленные результаты относятся к $\bar{\theta} = 0^\circ$ со средним квадратическим отклонением $\sigma_{\bar{\theta}} = 6^\circ$ и углом места приемника излучения $\psi = 20^\circ$. Предполагалось также равномерное распределение ориентаций капель по азимутальному углу. В результате анализа модельных расчетов было установлено, что вариации $\bar{\theta}$ и $\sigma_{\bar{\theta}}$ в пределах $0^\circ \leq \bar{\theta} \leq 5^\circ$, $5^\circ \leq \sigma_{\bar{\theta}} \leq 15^\circ$, а также ψ в диапа-

зоне $10-20^\circ$ весьма слабо влияют на поляризационную зависимость. Незначительным является также и влияние формы распределения ориентаций капель по азимутальному углу, что объясняется малым диапазоном изменчивости θ .

Как видно из рисунка, может наблюдаться довольно существенная поляризация радиотеплового излучения облаков, дающих осадки. При этом изменчивость параметра p при $\lambda = 5,6$ см выше, чем при $\lambda = 3,2$ см. Однако, на $\lambda = 5,6$ см существенно меньше радиояркий контраст облаков, что затрудняет определение их характеристик. В целом, представленные результаты свидетельствуют о довольно высокой чувствительности поляризационных СВЧ-радиометрических измерений облаков к содержанию в них крупных капель осадков. Это говорит о перспективности таких измерений для исследования динамики развития мощных облаков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Влияние гидrometeorного рассеяния на перенос радиотеплового излучения в атмосфере / Л. П. Бобылев, Е. В. Дорофеев и др. — Труды ГГО, 1987, вып. 508, с. 83–90.
2. Литвинов И. В. Структура атмосферных осадков. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 154 с.
3. Мазин И. П., Шметер С. М. Облака. Строение и физика образования. — Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 280 с.
4. Радиотеплолокация в метеорологии / В. Д. Степаненко, Г. Г. Щукин и др. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987, 284 с.
5. Chandrasekar V., Cooper W. A., Bringi V. N. Axis ratios and oscillations of raindrops. — J. of Atmos. Sci., 1988, v. 45, N 8, p. 1323–1333.
6. Hendry A., McCormick G. The degree of common orientation of hydrometeors observed by polarization diversity radars. — J. of Appl. Met., 1976, v. 15, N 6, p. 633–640.
7. Holt A. R. Some factors affecting the remote sensing of rain by polarization diversity radar in the 3-to 35 GHz frequency range. — Radio Science, 1984, v. 19, N 5, p. 1399–1412.
8. Sachidananda M., Zrnic D. Z_{DR} measurements for a fast scan capability radar. — Radio Science, 1985, v. 20, N 4, p. 907–922.

*В. А. Потехин, В. Е. Алексеев, С. С. Деревянченко,
И. В. Любомиров, В. М. Мельников, Е. И. Нестеров,
В. А. Сарычев, А. И. Степанов*

ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ПОЛЯРИЗАЦИОННОЙ СЕЛЕКЦИИ МЕТЕООБРАЗОВАНИЙ В РЛС С КРУГОВОЙ ПОЛЯРИЗАЦИЕЙ

Большинство разработанных к настоящему времени методов поляризационной селекции метеообразований основано на предположении, что объект наблюдения в качестве собственных имеет линейные поляризации. Если указанные собственные поляризации соответствуют вертикальной и горизонтальной поляризации, то состояние метеообразований оценивается по методу z_{DR} величиной, параметризуемой значением $\rho = |\lambda_1/\lambda_2|$, а по методу z_{CDR} — значением коэффициента анизотропии $\mu = (|\lambda_1| - |\lambda_2|) / (|\lambda_1| + |\lambda_2|)$, где λ_1 — наибольшее, а λ_2 — наименьшее собственное значение матрицы рассеяния. Естественно, метеообразование, как динамический объект со значительной неопределенностью своих состояний, должен содержать при своем описании характеристику неопределенности на языке стохастических структур или структур типа размытых (нечетких) множеств. Вместе с тем, при оценке эффективности различных процедур поляризационной селекции перацей представления неопределенности и динамики можно пренебрегать, поскольку она факторизируется с алгоритмами вариации поляризационного состояния анализируемой волны или метеообразования. По этой причине в статье сравниваются собственно поляризационные исходные детерминированные процедуры селекции.

При сравнении методов z_{DR} и z_{CDR} применительно к объектам, имеющим плоскость симметрии, а значит и собственные линейные поляризации, можно указать на ряд преимуществ использования круговой поляризации. Во-первых, оценка поляризационных параметров не зависит от ориентации метеообразований. В методе z_{DR} точность существенно зависит от углового несогласования базисов антенны РЛС и собственного метеообразования. Во-вторых, для величины μ диапазон значений ограничен: $0 \leq |\mu| \leq 1$, что существенно упрощает процедуру анализа данных и кодировки (например, цветовой) наблюдаемой на дисплее метеорологической информации. В-третьих, использование круговой поляризации позволяет достаточно просто осуществлять селекцию круглокапельной фракции в метеообразованиях. Наконец, в-четвертых, круговая поляризация, как не связанная пространственной ориентацией тех или иных направлений, дает возможность описывать поляризационное состояние и при двухпозиционном наблюдении метеообразования. Наиболее серьезным недостатком метода z_{CDR} является зависимость результата измерения μ от разности аргументов собственных поляризаций $\varphi = \arg(\lambda_1 - \lambda_2)$. Стандартной процедурой для метеолей с $0 \leq \varphi \leq \pi/2$ (типа трехгранного уголкового отражателя) обеспечивается диапазон изменения μ от 0 до 1, а для метеоцелей типа двухгранного уголкового отражателя с $\pi/2 \leq \varphi \leq \pi - 1$ до 0.

При отличии собственных поляризаций от линейных преимущества метода z_{DR} становятся рельефнее. В этом случае матрица рассеяния метеообразо-

вания в линейном поляризованном базисе, ориентированным по направлениям приема совмещенной прямо-передающей антенной рассеянного максимального сигнала (псевдосо собственный базис), может быть записана следующим образом:

$$S_{\pi} = \begin{bmatrix} \lambda_1 & ik \\ ik & \lambda_2 \end{bmatrix}, \quad (1)$$

где λ_1 — максимальный коэффициент рассеяния от метеообразования волны линейной поляризации; λ_2 — коэффициент рассеяния для волны, поляризация которой ортогональна первой линейной; k — характеристика отличия собственной поляризации от линейной, комплексность перекрестного компонента матрицы рассеяния не позволяет его устранить вращением линейного базиса.

Поскольку линейная поляризация при соответствующей ориентации базиса для объектов, имеющих плоскость симметрии, также является собственной /1/, то можно аналогично (1) записать выражение для двухпозиционной матрицы рассеяния:

$$S_{\pi}(2) = \begin{bmatrix} \lambda_1 & ik_2 \\ ik_2 & \lambda_2 \end{bmatrix}. \quad (2)$$

Здесь $k_1 \neq k_2$; $|\lambda_1|, |\lambda_2| > |k_1|, |k_2|$ и аргумент матрицы указывает на двухпозиционность режима наблюдения.

В круговом базисе (2) преобразуется к виду:

$$S_k(2) = 1/2 \begin{bmatrix} \lambda_1 - \lambda_2 - (k_1 + k_2) & i(\lambda_1 + \lambda_2 + k_1 - k_2) \\ i(\lambda_1 + \lambda_2 + k_2 - k_1) & \lambda_2 - \lambda_1 - (k_1 + k_2) \end{bmatrix}. \quad (3)$$

Из сравнения модулей элементов матрицы рассеяния $S_k(2)$ могут быть получены следующие характеристики рассеивающей способности для метеообъектов:

$$\hat{\mu}_{\text{пр}} = \frac{|\lambda_1 - \lambda_2 - (k_1 + k_2)|}{|\lambda_1 + \lambda_2 + (k_2 - k_1)|}, \quad \hat{\mu}_{\text{лев}} = \frac{|\lambda_2 - \lambda_1 - (k_1 + k_2)|}{|\lambda_1 + \lambda_2 + (k_1 - k_2)|}, \quad (4)$$

$$\hat{\Omega} = \frac{|\lambda_1 - \lambda_2 - (k_1 + k_2)|}{|\lambda_2 - \lambda_1 - (k_1 + k_2)|}, \quad \hat{\rho} = \frac{|\lambda_1 + \lambda_2 + (k_2 - k_1)|}{|\lambda_1 + \lambda_2 + (k_1 - k_2)|}$$

Коэффициенты $\hat{\mu}_{\text{пр}}$, $\hat{\mu}_{\text{лев}}$ могут рассматриваться как оценки для μ . Для несимметричного метеообразования: $\hat{\mu}_{\text{пр}} \neq \hat{\mu}_{\text{лев}}$ и характеристикой несимметричности объекта могут служить величины $\hat{\Omega} = \hat{\mu}_{\text{лев}} / \hat{\mu}_{\text{пр}}$ или $\hat{\Gamma} = \hat{\mu}_{\text{пр}} - \hat{\mu}_{\text{лев}} = \hat{\mu}_{\text{пр}}[1 - \hat{\Omega}]$. Коэффициент $\hat{\rho}$ учитывает поляризационные свойства метеообразования как объекта двухпозиционного радиолокационного наблюдения.

Таким образом, с помощью некогерентной РЛС круговой поляризации возможно извлечение информации о собственных поляризациях метеообъекта как при одно-, так и при двухпозиционном режимах наблюдения. Информация о собственных поляризациях имманентно присуща метеообъекту и не зависит от поляризационного состояния РЛС, как датчика метеоинформации. При использовании круговых поляризаций эта информация

оценивается по результатам измерения $\hat{\mu}_{\text{пр}}$, $\hat{\mu}_{\text{лев}}$ и $\hat{\rho}$. Для метеорадиолокаторов линейной поляризации аналогичная информация, как следует из (2) и (3), требует дополнительных процедур установления и поворота линейно поляризованных антенн на передачу и прием.

Оценка возможностей круговой поляризации при однопозиционном наблюдении метеообъектов проводилась с помощью макета, структурная схема которого представлена на рисунке. В этой схеме формирование поляризованных по кругу волн осуществляется с помощью поляризационного разделителя и двойного щелевого моста, обеспечивающего требуемый фазовый сдвиг на $\pi/2$. Переключение с помощью полупроводникового коммутатора входов щелевого моста дает возможность излучения поляризованных по правому или левому кругу зондирующих метеообъект сигналов. Двухканальный приемник в совокупности с поляризационным разделителем и щелевым мостом обеспечивает анализ поляризационного состояния поступающих на вход антенны сигналов в круговом базисе. Циркуляторы на входах каналов приемника позволяют развязать при измерении передатчик от

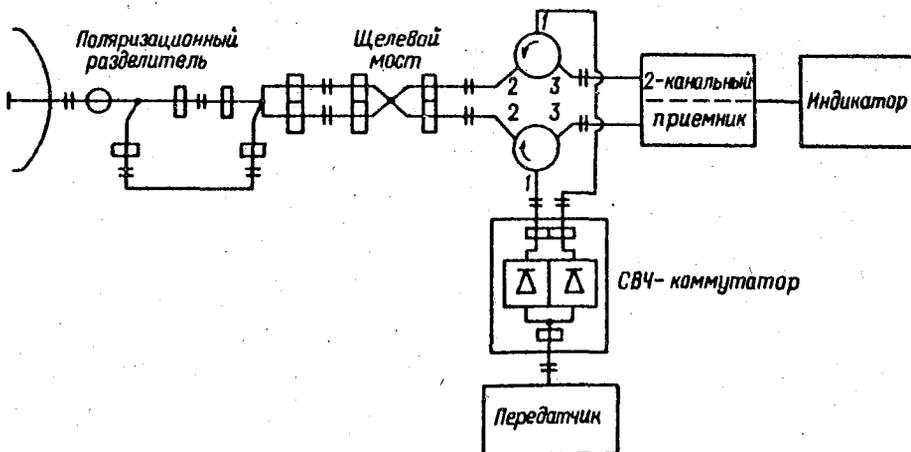


Рис. 1. Структурная схема метеонавигационной некогерентной РЛС с круговой поляризацией.

приемника. Регистрация метеоинформации осуществлялась телевизионным индикатором.

Эксперименты, проведенные с использованием в качестве поляризатора вместо шелевого моста четвертьволновой пластины, наклоненной под углом 45° , показали, что эти методы формирования кругового поляризационного базиса имеют одинаковые технико-эксплуатационные характеристики.

Калибровка макетов осуществлялась по двухгранному и трехгранному уголковым отражателям и фону подстилающей поверхности. Как следует из (3), сигнал, отраженный от уголковых отражателей, должен присутствовать только в одном из приемных каналов. Сигнал, отраженный от подстилающей поверхности при малых углах скольжения, как показали эксперименты, распределяется в среднем равномерно в согласованном и кроссовом приемных каналах с круговой поляризацией. Это означает, что корреляционная матрица рассеяния в круговом базисе имеет одинаковые диагональные элементы σ_{11}^2 , σ_{12}^2 , σ_{21}^2 и σ_{22}^2 . В общем случае, условием соблюдения этих равенств является попарная некоррелированность элементов матрицы рассеяния фона в линейном базисе. Такая ситуация свойственна в первую очередь двухпозиционному наблюдению. В однопозиционном случае, при малых углах скольжения (менее 60°), как показано в [2], величина кроссовых элементов на 8 ... 10 дБ ниже диагональных для всех типов подстилающей поверхности в сантиметровом и миллиметровом диапазонах длин волн. Причем, при уменьшении длины волны и угла скольжения наблюдается тенденция к снижению уровня кроссовых составляющих. Этот факт исключает из условий перекрестные элементы и позволяет использовать фоновые сигналы для подбора характеристик устройств статистической обработки и проверки правильности их настройки.

Проведенные в 1988 г. испытания макета РЛС показали возможность осуществления поляризационной селекции метеообразования и достаточную удобную интерпретируемость получаемой метеоинформации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Радиолокационные характеристики летательных аппаратов / М. Е. Варганов, В. А. Сырачев и др. — М.: Радио и связь, 1985.
2. Рассеяние миллиметровых радиоволн поверхностью Земли под малыми углами места. Г. П. Кулемин, В. Б. Разказовский. — Киев: Наукова думка, 1987.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЯ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЙ ОТРАЖАЕМОСТИ МЕТЕООБЪЕКТОВ

Поляризационный метод дифференциальной отражаемости в последнее время находит все более широкое применение при исследовании фазовой структуры метеобъектов. Величина дифференциальной отражаемости z_{DR} , равная разнице логарифмов средних мощностей отраженного от гидрометеоров сигнала на горизонтальной и вертикальной поляризациях, обычно меняется в небольших пределах (в среднем от 0 до 2 дБ), что накладывает высокие требования к точности измерения z_{DR} . Например, для измерения осадков интенсивностью меньше, чем на 10 мм/ч точность измерения z_{DR} должна быть не хуже 0,1 ... 0,2 дБ. Для достижения указанной точности используют либо большие временные интервалы осреднения, либо поимпульсное переключение зондирующего сигнала на передачу. При наличии высокой корреляции сигнала в двух соседних посылках образуется значительный выигрыш по времени накопления [3, 5]. В работе авторов [2] отмечалось, что при сравнении результатов расчета и эксперимента экспериментально измеренные точности определения z_{DR} значительно превышали теоретические примерно в 30 % случаев. Дальнейший анализ полученных данных показал, что завышение всегда связано с присутствием тренда, т. е. нестационарностью сигнала отражения от гидрометеоров. Зондирование осуществлялось при длине волны, равной 3,2 см.

Если тренд случайной величины у аппроксимировать линейной зависимостью от времени t в течение времени наблюдения T , т. е.:

$$y(t) = x(t) + \alpha t, \quad (1)$$

где $x(t)$ — стационарный случайный процесс, независимый от тренда α ; α — некоторая постоянная, то среднее значение \bar{y} определяется как

$$\bar{y} = \frac{\alpha T}{2} + \bar{x}. \quad (2)$$

Определяя второй начальный момент \bar{y}^2 как

$$\bar{y}^2 = \bar{x}^2 + \bar{x} \alpha T + \frac{\alpha^2 T^2}{3}, \quad (3)$$

получаем выражение для дисперсии

$$D_y = \bar{y}^2 - (\bar{y})^2 = \bar{x}^2 - (\bar{x})^2 + \frac{\alpha^2 T^2}{12} = D_x + \frac{\alpha^2 T^2}{12}. \quad (4)$$

При известной функции распределения $F(x)$ по одной выборке из N значений

у за время T можно определить дисперсию оценки среднего \bar{y} как

$$\text{var}[\bar{y}] = \text{var}[\bar{x}] + \frac{\alpha^2 T^2}{12}, \quad (5)$$

где $\text{var}[x] \sim D_x/N$.

Вполне очевидно, что усредняя K выборок из N значений y , можем получить более точное значение $\text{var}[\bar{y}]$:

$$\tilde{\text{var}}[\bar{y}] = \text{var}[\bar{x}] + 1/K \sum_{k=1}^K \frac{\alpha_k^2 T^2}{12}. \quad (6)$$

Для случайной величины z_{DR} , тренд которой линеен на длине выборки из N значений z_{DR} , нетрудно получить дисперсию оценки среднего \bar{z}_{DR} по K выборкам

$$\begin{aligned} \tilde{\text{var}}[\bar{z}_{DR}(N)] &= \text{var}[\hat{z}_{DR}(N)] + \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K \frac{1}{3} \left[\left(\frac{dz_{DR}}{dt} \right)_k \times N \right]^2 = \\ &= \text{var}[\hat{z}_{DR}(N)] + \text{var}\Delta, \end{aligned} \quad (7)$$

где $\text{var}[z_{DR}(N)]$ — дисперсия оценки среднего значения величины z_{DR} при отсутствии тренда /2/, $(dz_{DR}/dt)_k$ — производная величины z_{DR} по времени для k -й выборки. Второе слагаемое суммы выражения (6) является мерой влияния тренда на точность измерения z_{DR} .

На рис. 1 приведены значения $\sqrt{\text{var}\Delta}$ в зависимости от времени накопления $T = 2(N-1)\tau$ соответственно для снега и жидко-капельных осадков в слоистой облачности при условии, что период повторения импульсов τ равен 2 мс. Даже при такой небольшой статистике анализируемых данных (пять выборок по $N = 2048$ значений z_{DR} для каждого типа гидрометеоров) можно отметить различный характер влияния тренда в зависимости от типа гидрометеоров. Как видно из рис. 1 а, для снега влияние тренда для времен накопления менее 1 с имеет „осциллирующий” характер, при этом меняется как период, так и амплитуда наблюдаемых колебаний. С увеличением времени накопления влияние тренда начинает возрастать или сохраняется. В случае жидко-капельной среды (рис. 1 б) влияние тренда носит „апериодический” характер с максимумом для времени менее 1 с и постепенным снижением или сохранением своей величины для больших времен. Для малых времен накопления порядка 0,1 с имеет место совпадение кривых разных рисунков. Здесь погрешность за счет тренда равна 0,2 ... 0,4 дБ. Таким образом, при наличии нестационарности отраженного сигнала увеличение времени накопления не дает требуемой точности измерения z_{DR} (до значений 0,1 ... 0,2 дБ). Чтобы добиться указанной точности измерения, необходимо использовать другие методы осреднения, например, осредне-

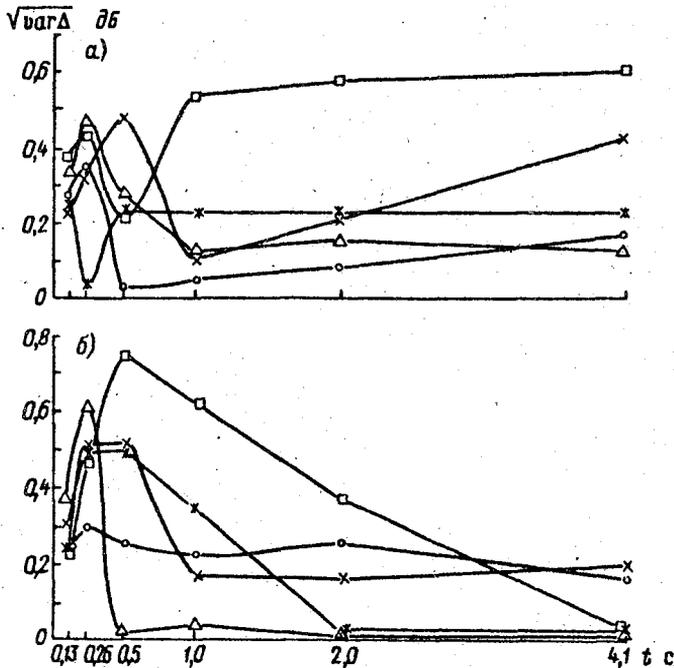


Рис. 1. Погрешность измерения среднего значения величины Z_{DR} за счет влияния нестационарности отражения от снега (а) и жидко-капельных осадков. (б).

ние выборок сигналов, получаемых от соседних дискретов объема метеоробъекта.

В летнем сезоне 1988 г. на автоматизированном комплексе, включающем в себя метеорологический радиолокатор МРЛ-2, дополнительно оснащенный переключателем поляризации зондирующего сигнала и ЭВМ типа СМ-4 с устройством сопряжения [1], проводились регулярные наблюдения за облачностью с синхронной регистрацией данных отражаемости и дифференциальной отражаемости. При наблюдении длина выборки составляла примерно 0,5 с при частоте посылок импульсов 500 Гц. Проанализируем несколько типичных случаев ситуаций, имевших место в летней облачности с осадками 24 июня и 2 июля. В указанные дни район обзора располагался в зоне малоградиентного барического поля на периферии антициклона. Ветер был слабый (2 ... 5 м/с), переменного направления.

На рис. 2 представлен разрез кучево-дождевой облачности (24.06.88 г., 18 ч 34 мин). В верхней части рисунка приведены значения отражаемости z , а в нижней — дифференциальной отражаемости Z_{DR} . По азимуту разреза регистрировалась гроза. В поле разреза четко выделяется „яркая полоса“ чуть ниже нулевой изотермы и область больших значений z между яркой полосой и подстилающей поверхностью; данная область соответствует выпадению ливневых осадков. Относительное распределение значений Z_{DR} ниже уровня нулевой изотермы практически совпадает с относительным

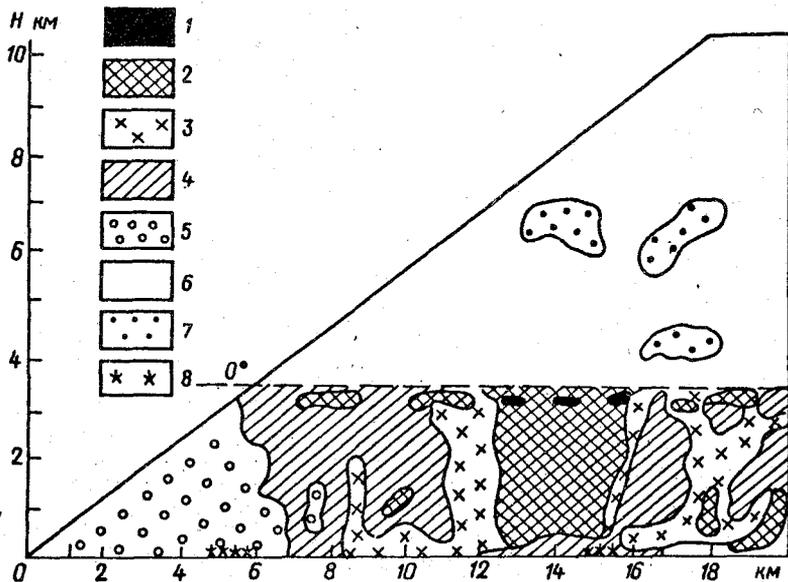
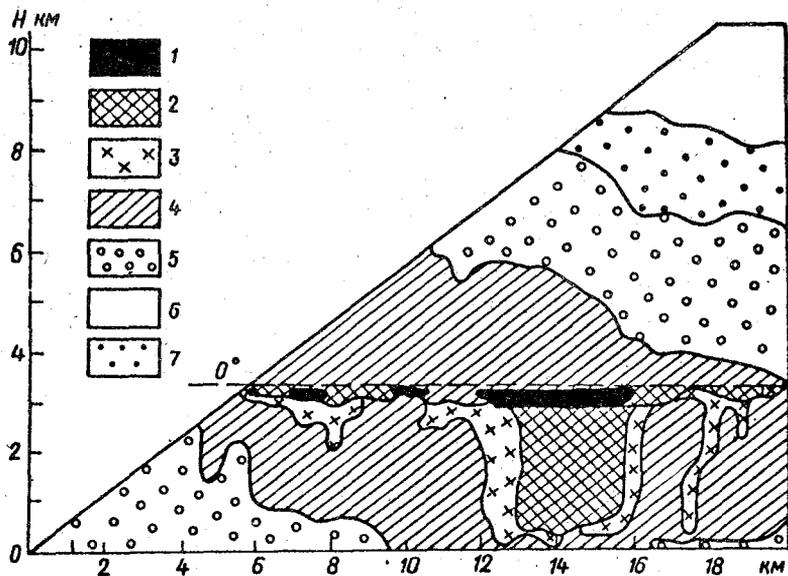


Рис. 2 а. Вертикальный разрез кучево-дождевой облачности (24.06.88 г., 8 ч 34 мин):

Номер условного обозначения	1	2	3	
Радиолокационная отражаемость	3,1 ... 4,1	2,6 ... 3,1	2,2 ... 2,6	
Номер обозначения	4	5	6	7
Радиолокационная отражаемость	1,5 ... 2,2	0,9 ... 1,5	0,5 ... 0,9	-0,2...0,5

распределением значений z . Такая связь z_{DR} и z характерна для жидко-капельных осадков средней и большой интенсивности. Для области разреза выше нулевой изотермы жесткая зависимость значений z_{DR} и z отсутствует, а ниже нулевой изотермы здесь начинают появляться отрицательные значения z_{DR} , что отражает присутствие частиц с твердой фазой. Большие отрицательные значения z_{DR} вблизи земной поверхности (в районе 5 и 15 км по дальности) можно объяснить отражениями от местной поверхности.

Следующий разрез, представленный на рис. 3, относится к разрезу слоисто-дождевой облачности (24.06.88 г., 18 ч 7 мин). Отличием данного разреза от предыдущего является совсем иное распределение значений z_{DR} , а также и связь со значениями z , особенно в области ниже нулевой изотермы. В данной ситуации можно говорить о факте выпадения мелкокапельных осадков: смещение зон больших значений z_{DR} и z , характерное для предыдущего разреза, наблюдается только под слоем таяния (18,5 и более км по дальности) и отсутствует в нижних слоях облака.

На рис. 4 представлен вертикальный разрез конвективного облака в стадии зрелости (2.07.88 г., 19 ч 27 мин), о чем можно судить по форме очертания разреза. Поведение величины z_{DR} относительно нулевой изотермы такое же, как и в предыдущих случаях, различно. Ниже этой линии наблюдаются вертикально ориентированные области отличных друг от друга значений z_{DR} , причем расположение этих областей мало связано с распределением отражаемости z и только в районе 35 км по дальности можно наблюдать выпадение областей больших положительных значений z_{DR} и относительно высоких значений z . Выше нулевой изотермы значения величины z_{DR} меняются мало при различных значениях z , только две вертикально расположенные области больших положительных значений z_{DR} , связанные со средними значениями z , „нарушают“ однородность распределения z_{DR} . Указанные области поднимаются над линией нулевой изотермы до высоты порядка

Рис. 2 б. Вертикальный разрез кучево-дождевой облачности (24.06.88 г., 8 ч 34 мин).

Номер условного обозначения	1	2	3	4	5	6	7	8
Дифференциальная отражаемость, дБ	3,5... 4,5	2,5... 3,5	2,0... 2,5	1,5... 2,0	1,0... 1,5	0... 1,0	-1... 0	< 1

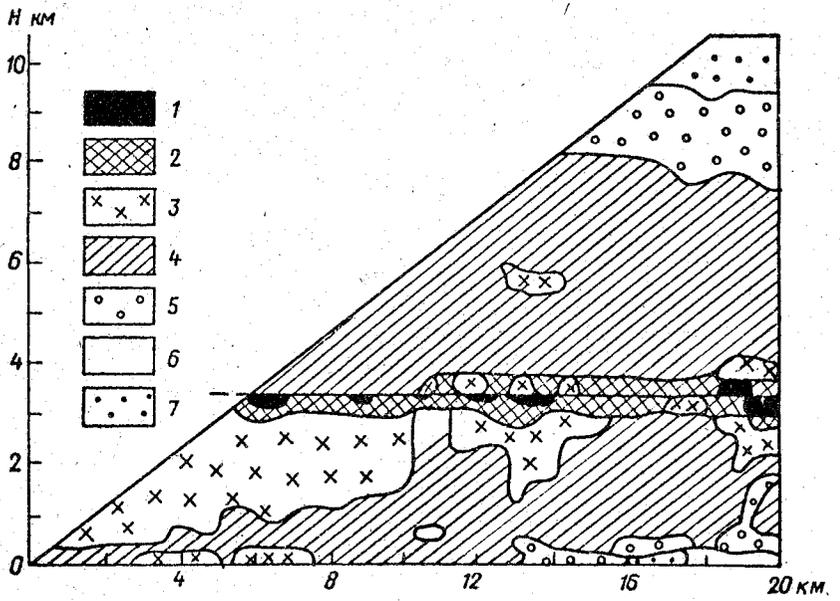
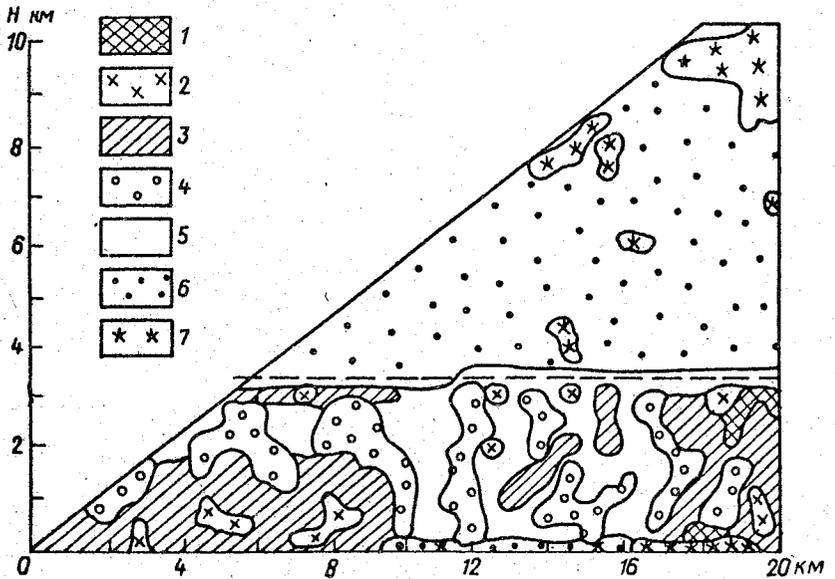


Рис. 3 а. Вертикальный разрез слоисто-дождевой облачности (24.06.88 г., 18 ч 07 мин).

Усл. обозначения см. рис. 2 а.



5 км. Подобные ситуации в конвективной области были описаны в работе [4], и интерпретированы как случаи „заброса” крупных капель переохлажденной воды малой концентрации восходящим потоком воздуха. Наблюдаемые в дальней зоне разреза ниже нулевой изотермы отрицательные значения z_{DR} связаны с малыми значениями z , так как в направлении азимута разреза было отмечено выпадение града, по всей видимости могут быть интерпретированы как небольшие несферические частицы твердой фазы, увлекаемые нисходящим потоком.

Вертикальный разрез отдельной конвективной ячейки облака представлен на рис. 5 (2.07.88 г., 19 ч 41 мин). Вполне очевидно, что данное облако находится в стадии развития. Как и в предыдущем примере, здесь можно отметить наличие зон больших положительных значений z_{DR} , расположенных над линией нулевой изотермы и простирающихся вверх до высоты порядка 7,5 км, которые также можно интерпретировать как присутствие крупных капель переохлажденной влаги малой концентрации.

Таким образом, результатом проведенных авторами исследований метеорологических объектов по методу дифференциальной отражаемости является следующее:

1. Ошибка измерения величины z_{DR} существенно зависит от нестационарности процесса отражения, что проявляется как тренд z_{DR} за время наблюдения, и даже в случае быстрого переключения поляризаций зондирующего сигнала значение ошибки может составлять 0,2 ... 0,4 дБ.

2. Совместные измерения радиолокационной и дифференциальной отражаемости повышают возможности разделения гидрометеоров на жидкую и твердую фазу в летней облачности.

3. Появление в конвективной облачности больших положительных значений z_{DR} выше линии нулевой изотермы и больших отрицательных значений z_{DR} ниже этой линии в сочетании соответственно со средними и малыми значениями z можно с определенной вероятностью связать, в первом случае, с присутствием восходящего, а во втором, нисходящего потоков воздуха в облаке.

Рис. 3 б. Вертикальный разрез слоисто-дождевой облачности (24.06. 88 г., 18 ч. 17 мин).

Номер
условного
обозначения

Дифференциальная отражаемость, дБ

1	2	3	4	5	6	7
2,5...3,5	2,0...2,5	1,5...2,0	1,0...1,5	0... 1,0	-1...0	<-1

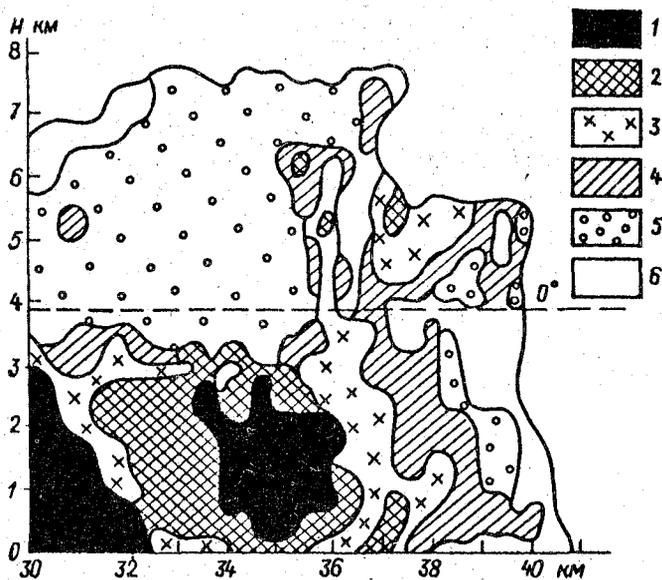


Рис. 4 а. Вертикальный разрез конвективного облака (2.07.88 г., 19 ч27 мин).

Номер

условного

обозначения 1 2 3 4 5

Радиолокаци-

онная отража-

емость

3,8...4,2

3,1...3,8

2,5...3,1

1,7...2,5

0,9...1,7

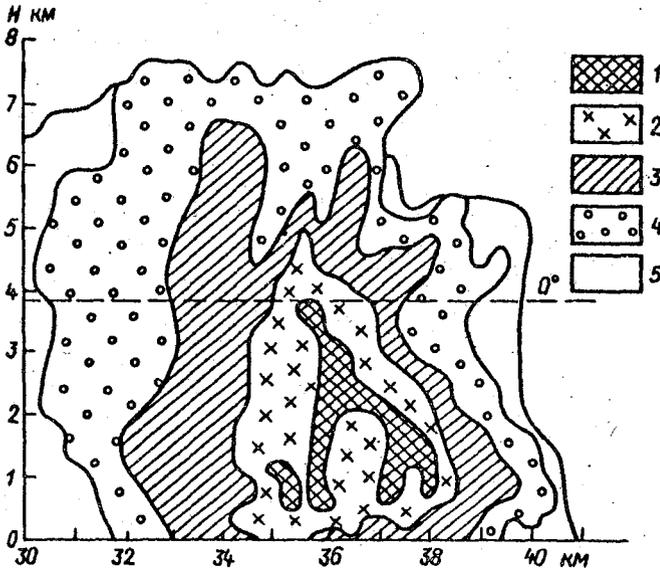


Рис. 4 б. Вертикальный разрез конвективного облака (2.07.88 г., 19 ч 27 мин).

Номер

условного

обозначения

Цифференциальная отражаемость, дБ

1	2	3	4	5	6
> 5	4...5	2...4	1...2	0...1	-1...0

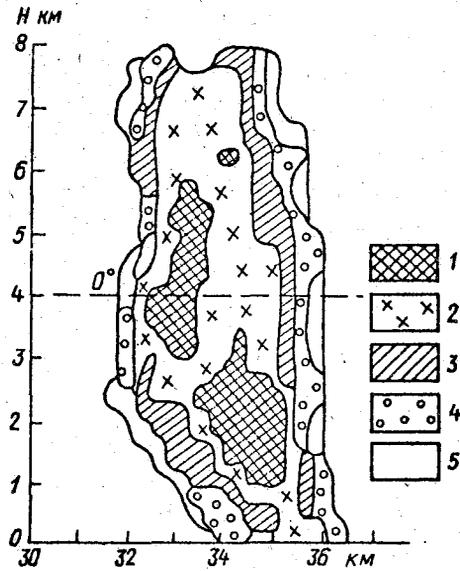
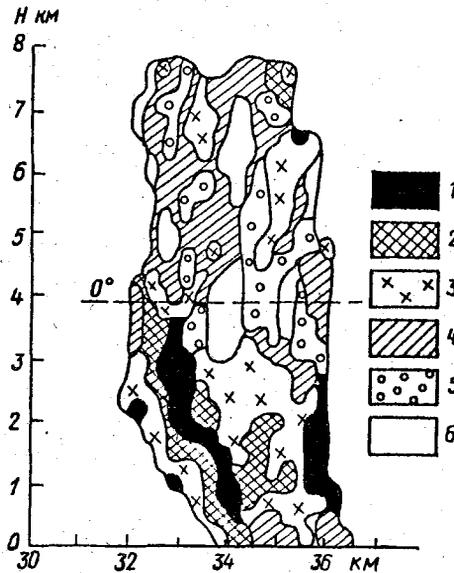


Рис. 5 б. Вертикальный разрез ячейки конвективного облака (2.07.88 г., 19 ч 41 мин).
Усл. обозначения см. рис. 4 б.

Рис. 5 а. Вертикальный разрез ячейки конвективного облака (2.07.88 г., 19 ч 41 мин).
Усл. обозначения см. рис. 4 а.



СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ваксенбург С. И. и др. Радиолокационный комплекс измерения дифференциальной отражаемости Облаков и осадков/С. И. Ваксенбург, В. Б. Журавлев, Ю. А. Мельник и др. – Труды ГГО, 1988, вып. 565.
2. Журавлев В. Б., Рыбакова Н. А., Рыжков А. В. О статистической точности определения дифференциальной отражаемости. – Труды ГГО, 1988, вып. 565.
3. Bringi V., Seliga T., Cherry S. Statistical properties of the dual – polarization differential reflectivity radar signal. – IEEE, Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1983, v. GE-21, p. 215–220.
4. Illingworth A. J., Goddard J. W., Cherry S. M. Polarization radar studies of precipitation development in convective storms. – Quart. J. of the Roy. Met. Soc., 1987, v. 113, N 476, p. 469–489.
5. Sachidanandam M., Zirmc' D. Z_{DR} measurements considerations for a fast scan capability radar. – Radio Sci., 1985, v. 20, N L, p. 907–922.

ПОЛЯРИЗАЦИОННАЯ СЕЛЕКЦИЯ В ДОПЛЕРОВСКИХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ РЛС

В последнее время резко возрос интерес к методам поляризационной селекции в радиометеорологических измерениях. В сочетании с доплеровскими характеристиками отраженного сигнала знание его поляризационных параметров позволяет делать выводы не только о динамическом состоянии объекта, но и об особенностях его микрофизической структуры. В практике радиометеорологических исследований, проводимых главным образом за рубежом, хорошо зарекомендовал себя так называемый метод дифференциальной отражаемости /8, 12/, предусматривающий измерение отношения мощностей отраженного сигнала на горизонтальной и вертикальной поляризациях. Величина отношения мощностей z_{DR} , именуемая дифференциальной отражаемостью, является важным информативным признаком, позволяющим проводить разделение несферических хорошо ориентированных частиц и гидрометеоров, имеющих форму, близкую к сферической, или хаотическим образом ориентированных в пространстве. Для метеообъектов z_{DR} обычно изменяется в пределах 0—3 дБ. Сравнительно небольшой диапазон изменчивости z_{DR} накладывает повышение требования к точности измерения z_{DR} . Можно утверждать, что требуемая точность оценки z_{DR} , при которой метод дифференциальной отражаемости имеет практическое значение, составляет величину 0,1—0,3 дБ. Реализовать такую точность оценки z_{DR} возможно при сравнительно небольших временах накопления, используя череспериодное переключение поляризации на передачу при условии хорошей коррелированности двух последовательных отраженных импульсов /8/.

При работе в круговом поляризационном базисе, а также при измерении деполяризационного отношения в линейном базисе приходится сталкиваться с проблемой измерения „слабой” компоненты отраженного сигнала, в то же время при реализации метода дифференциальной отражаемости данная трудность не возникает. Требования к качеству антенно-волноводного тракта, к поляризационной развязке для метода z_{DR} является менее жесткими по сравнению с другими методами поляризационной селекции /14/.

В настоящее время в СССР проводится опытно-конструкторская разработка перспективного сетевого доплеровского метеорологического радиолокатора (ДМРЛ). На наш взгляд целесообразно предусмотреть введение в ДМРЛ режима поляризационной селекции, предполагающего измерение дифференциальной отражаемости.

Сформулируем преимущества, обусловленные введением указанного режима в ДМРЛ.

1. Появляется возможность разделения жидкой и твердой фазы в облаках и осадках по величине z_{DR} . Высокие положительные значения z_{DR} характеризуют крупнокапельную жидкую фазу /10/. Близкие к нулю или отрицательные значения z_{DR} являются признаком твердых хаотически ориентированных частиц. Зоны больших положительных значений z_{DR}

выше нулевой изотермы могут указывать на локализацию восходящих потоков с выносом крупных капель в верхнюю часть облака, а близкие к нулю или отрицательные значения z_{DR} ниже нулевой изотермы предположительно обусловлены интенсивными нисходящими потоками /13/.

2. Повышается точность измерения осадков, как за счет знания их фазы, так и за счет дополнительной информации о распределении капель по размерам, поскольку для жидких капель их форма довольно жестко связана с их размером.

3. Знание высоты расположения нулевой изотермы позволяет более точно оценивать вклад гравитационных скоростей гидрометеоров в измеряемые радиальные скорости, а значит способствует более точному оцениванию скоростей воздушных потоков.

4. Величина z_{DR} является неплохим предиктором града /7/. Близкие к нулю или небольшие отрицательные значения z_{DR} в сочетании с высокими значениями радиолокационной отражаемости Z достаточно надежно свидетельствуют о наличии града. Таким образом, поляризационные измерения как бы восполняют отсутствие измерения на другой длине волны в разрабатываемом одноводном радиолокаторе.

5. Резко уменьшается уровень паразитных отражений со второго интервала дальности, поскольку поляризация отражений со второго интервала является перекрестной по отношению к поляризации отраженных сигналов, соответствующих первому интервалу дальностей /9/.

6. По величине z_{DR} легко идентифицируются мощные отражения от местных предметов. Для местных предметов значение z_{DR} чаще всего велико по модулю и отрицательно по знаку. Следовательно, поляризационная селекция может помочь в тех случаях, когда режекция сигналов местных предметов в частотной области, предусмотренная в ДМРЛ, оказывается неэффективной.

Введение режима поляризационной селекции в ДМРЛ, т. е. череспериодического переключения поляризации на передачу, не приводит к существенному усложнению аппаратуры и системы обработки ДМРЛ. Трудности могут возникнуть при обработке ферритового поляризационного переключателя на большую мощность в С-диапазоне ($\lambda = 5,7$ см). Аналогичный переключатель в Х-диапазоне создан на предприятии-разработчике на этапе предшествующей НИР и прошел успешные испытания в составе антенно-волноядной системы радиолокатора МРЛ-2 /5/. Для обеспечения требуемой точности оценки z_{DR} необходимы дополнительные меры по симметрированию диаграммы направленности, что достигается специальной конструкцией облучающего рупора. Что касается системы обработки, то ее незначительное усложнение сводится лишь к введению операции череспериодического вычитания в амплитудном канале на выходе логарифмического приемника, которая должна быть реализована аппаратно.

Оценим статистическую точность измерения z_{DR} при череспериодическом переключении поляризации в основном режиме работы ДМРЛ, когда в одном цикле накопления излучаются последовательно 3 пачки импульсов: импульсов с частотой повторения $F_1 \approx 300$ Гц, 32 импульса с частотой повторения $F_2 \approx 900$ Гц и 32 импульса с частотой повторения $F_3 \approx 1200$ Гц. Необходимость такого режима излучения продиктована требованием изме-

рения в одном цикле накопления радиолокационной отражаемости до удаления 256 км и радиальной скорости до удаления 128 км в диапазоне ± 50 м/с. Зависимость среднеквадратического отклонения оценки z_{DR} от длины выборки и коэффициента межпериодной корреляции рассматривалась в работе [2]. По результатам работы [2] можно сделать вывод о том, что при изменении ширины доплеровского спектра скоростей для отражающего объекта от 0,5 м/с до 4 м/с, что соответствует изменению коэффициента корреляции в С-диапазоне от 0,99 до 0,68, статистическая ошибка оценивания z_{DR} в указанном цикле накопления лежит в пределах от 0,2 до 0,6 дБ. Эта ошибка может быть уменьшена на этапе вторичной обработки от 1,5 до 3 раз при дополнительном осреднении оценок z_{DR} по пространству в пределах стандартных ячеек представления.

Рассмотрим влияние череспериодного переключения поляризации на работу канала измерения скорости. Прежде всего следует отметить, что поляризационная модуляция с частотой повторения импульсов никак не отразится на качестве режекции сигналов, отраженных от местных предметов, поскольку спектральные искажения, связанные с поляризационной селекцией, являются высокочастотными и не попадают в спектральную полосу отражений от местных предметов.

Комплексные амплитуды отраженного от метеобъекта радиолокационного сигнала на горизонтальной и вертикальной поляризациях можно записать в виде

$$H(t) = A \sum_j S_{hh}^{(j)} e^{2ik_h r_j(t)}, \quad (1)$$

$$V(t) = A \sum_j S_{vv}^{(j)} e^{2ik_v r_j(t)},$$

где суммирование осуществляется по совокупности отражателей в пределах рассеивающего объема, A — коэффициент, зависящий от энергетических параметров РЛС и дальности до зондируемого объема; r_j — расстояние между РЛС и j -м отражателем; k_h и k_v — постоянные распространения на горизонтальной и вертикальной поляризациях, отличающиеся друг от друга вследствие анизотропии среды распространения; $S_{hh}^{(j)}$ и $S_{vv}^{(j)}$ — диагональные элементы матрицы рассеяния для j -го отражателя.

Если моделировать для простоты гидрометеоры эллипсоидами вращения, то матрица обратного рассеяния гидрометеора, ориентация оси вращения которого относительно направления распространения и вектора электрического поля при линейной поляризации облучения задается углами α и θ (рис. 1), имеет следующий вид [6]:

$$\hat{S} = \begin{pmatrix} S_{hh} & S_{hv} \\ S_{vh} & S_{vv} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} (s_a - s_b) \sin^2 \alpha \sin^2 \theta + s_b, & (s_a - s_b) \sin^2 \alpha \sin \theta \cos \theta \\ (s_a - s_b) \sin^2 \alpha \sin \theta \cos \theta, & (s_a - s_b) \sin^2 \alpha \cos^2 \theta + s_b \end{pmatrix}, \quad (2)$$

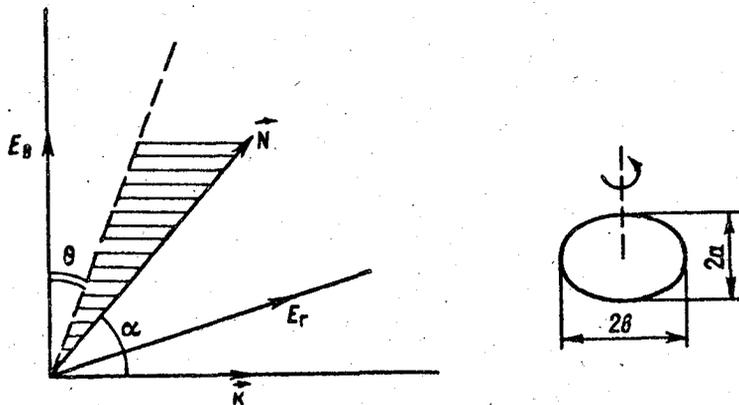


Рис. 1. Ориентация оси вращения гидрометеора \vec{N} относительно горизонтали, вертикали и направления распространения волны \vec{k} .

де s_a — комплексная амплитуда рассеяния при облучении линейно поляризованной волной с вектором \vec{E}_0 , совпадающим с осью вращения эллипсоида; s_b — комплексная амплитуда рассеяния при облучении перекрестно поляризованным полем.

В приближении Рэлея выражения для s_a и s_b имеют наиболее простой вид:

$$s_{a,b} = ik^3 \frac{\bar{a}^3}{3} \frac{1}{L_{a,b} + \frac{1}{\epsilon - 1}}, \quad (3)$$

де \bar{a} — радиус равновеликой сферы, ϵ — комплексная диэлектрическая проницаемость вещества частицы; параметр $L_{a,b}$ определяется формой частицы [1].

В аппаратуре первичной обработки (АПО) радиолокационной информации фазового канала ДМРЛ реализуется аппаратное вычисление комплексного коэффициента межпериодной корреляции входного сигнала ρ_0 по совокупности перекрывающихся пар импульсов в соответствии с известным алгоритмом парных импульсов [9]. При череспериодном переключении поляризации на передачу на выходе АПО мы имеем комплексную величину

$$\rho = \frac{B_{HV} + B_{VH}}{P_H + P_V}, \quad (4)$$

де $B_{HV} = \langle H^*(t) V(t+T) \rangle$, $B_{VH} = \langle V^*(t) H(t+T) \rangle$.

$$P_H = \langle |H|^2 \rangle, \quad P_V = \langle |V|^2 \rangle, \quad (5)$$

T — период следования импульсов, $\langle \rangle$ — знак усреднения. Подставляя (1) в (5), нетрудно получить

$$\rho = \gamma \rho_0, \quad (6)$$

$$\gamma \approx \frac{2 \operatorname{Re} \left[\langle S_{hh} S_{vv}^* \rangle e^{-2(\tilde{k}_h - \tilde{k}_v) R} \right]}{\langle |S_{hh}|^2 \rangle + \langle |S_{vv}|^2 \rangle}, \quad (7)$$

где R — расстояние до центра рассеивающего объема.

Множитель γ , описывающий эффект поляризационной модуляции, является вещественным числом, меньшим единицы. Следовательно, при формировании оценки коэффициента корреляции по перекрывающимся парам импульсов поляризационная модуляция не приводит к искажению фазы комплексного коэффициента корреляции и смещению оценки доплеровской скорости. В то же время имеет место некоторое расширение спектра за счет того, что $\gamma < 1$. Пренебрегая экспоненциальным множителем в формуле (7) (что справедливо для небольших удалений) и задаваясь распределениями гидрометеоров по размерам, формам и ориентациям типичными для жидкокапельных и кристаллических облаков (описанных, например, в /3/) с учетом выражений (2) и (3), можно показать, что коэффициент γ отличается от единицы не более, чем на 2 % для жидкокапельных облаков и не более, чем на 10 % для кристаллических облаков. Отсюда следует, что в С-диапазоне ошибки в определении ширины доплеровского спектра скоростей за счет поляризационной модуляции для жидкокапельных облаков пренебрежимо малы, а для кристаллических облаков не превышают 2 м/с. Таким образом, режим поляризационной селекции в ДМРЛ не приводит к дополнительным затратам времени и информации о Z_{DR} может быть получена параллельно с информацией о спектральных моментах.

Дифференциальные характеристики распространения, определяемые экспоненциальным множителем $\exp[2i(\tilde{k}_h - \tilde{k}_v) R]$, могут быть использованы для извлечения полезной физической информации. Разница постоянных распространения $\tilde{k}_h - \tilde{k}_v$ описывается следующей формулой /4/:

$$\tilde{k}_h - \tilde{k}_v = (k_h - k_v) \left(1 - e^{-2\sigma_\alpha^2} \cos 2\bar{\alpha} \right) \frac{e^{-2\sigma_\theta^2}}{2}, \quad (8)$$

где величины k_h и k_v определяются из выражения

$$k_{h,v} = k + \frac{2\pi}{k} \int_0^\infty f_{h,v} n(D) dD \quad (9)$$

($f_{h,v}$ — амплитуды рассеяния вперед гидрометеора для горизонтальной поляризации при условии, что направление оси вращения частицы совпадает с одним из ортов поляризационного базиса). Для рэлеевских частиц амплитуда рассеяния вперед равна амплитуде обратного рассеяния и $f_{v,h} = (i/k) s_{a,b}$,

где $s_{a,b}$ определяются формулой (3). Разность $k_h - k_v$ является комплексной величиной, причем мнимая часть ΔA (дБ/км) этой разности характеризует разность коэффициентов ослабления ортогональных поляризаций при распространении в среде с гидрометеорами (дифференциальное ослабление):

$$\Delta A = 8,686 \operatorname{Im}(k_h - k_v), \quad (10)$$

а вещественная часть $\Delta\Phi$ (... °/км) — дифференциальный фазовый сдвиг между ортогональными поляризациями:

$$\Delta\Phi = (180/\pi) \operatorname{Re}(k_h - k_v). \quad (11)$$

В первом приближении можно считать, что в сантиметровом диапазоне волн величины ΔA и $\Delta\Phi$ прямо пропорциональны частоте излучения и интенсивности осадков. Твердокапельные частицы с низким влагосодержанием являются чисто фазосдвигающей средой, где величиной ΔA по сравнению с $\Delta\Phi$ можно пренебречь.

В формуле (8) величина $\bar{\alpha}$ представляет собой преимущественное направление ориентации оси вращения эллипсоидальных частиц по углу α , σ_α и σ_θ — среднеквадратические ширины распределения ориентаций гидрометеоров по углу α и θ соответственно (см. рис. 1). Для вертикально ориентированных частиц $\bar{\alpha} = \pi/2$, $\sigma_\alpha = \sigma_\theta = 0$, $\tilde{k}_h - \tilde{k}_v = k_h - k_v$. Для хаотически ориентированных частиц $\tilde{k}_h - \tilde{k}_v = 0$ и дифференциальные эффекты распространения отсутствуют. В соответствии с выражениями (3) и (9) дифференциальный фазовый сдвиг является моментом степени m распределения частиц по размерам, где m принимает промежуточное значение между 3 и 4. Это обстоятельство делает перспективным использование дифференциального фазового сдвига для оценки водности и интенсивности осадков [11]. Дифференциальный фазовый сдвиг может быть оценен через отношение величин B_{VH} и B_{HV} , которые легко вычисляются в АПО по той же самой входной последовательности сигнала с использованием соотношения

$$4\operatorname{Re}(\tilde{k}_h - \tilde{k}_v) R + 2\arg \langle S_{hh} S_{vv}^* \rangle = \arg \frac{B_{VH}(R)}{B_{HV}(R)}. \quad (12)$$

В формуле (12) второе слагаемое в левой части близко к нулю и им в первом приближении можно пренебречь. Величина $\operatorname{Re}(\tilde{k}_h - \tilde{k}_v)$, отнесенная к интервалу дальностей $(R, R + \Delta R)$, получается при вычитании правых частей соотношения, соответствующих элементам разрешения, разнесенным по лучу на интервал ΔR :

$$\operatorname{Re}(\tilde{k}_h - \tilde{k}_v) \approx \frac{1}{4\Delta R} \left[\arg \frac{B_{VH}(R + \Delta R)}{B_{HV}(R + \Delta R)} - \arg \frac{B_{VH}(R)}{B_{HV}(R)} \right]. \quad (13)$$

Величина ΔR , характеризующая пространственное разрешение при оценке дифференциального фазового сдвига, определяется точностью измерения фазы коэффициента корреляции в АПО. Исходя из требований к точности измерения доплеровской скорости 1 м/с на длине волны излучения $\lambda = 5,7$ см и частоте посылок импульсов 1 кГц реализуемая точность измерения фазы $V_{\text{ДП}}$ или $V_{\text{ДУ}}$ составляет $10-20^\circ$. Для жидкокапельных осадков при интенсивности 12,5 мм/час и вертикальной ориентации оси вращения капля дифференциальный фазовый сдвиг в С-диапазоне составляет величину порядка 1,5 (... $^\circ/\text{км}$)/4/. В этом случае в соответствии с выражением (13) пространственное разрешение при оценке $\Delta\Phi$ (а значит и пропорциональной $\Delta\Phi$ интенсивности осадков) составляет единицы километров.

На основании вышесказанного можно заключить, что введение чересполосного переключения поляризации в ДМРЛ обеспечивает измерение дифференциальной отражаемости и дифференциального фазового сдвига. Практическая значимость измерения дифференциальной фазы с точки зрения оценки водности при интенсивности осадков нуждается в экспериментальной проверке на материале натуральных наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ван де Хюлст. Рассеяние света малыми частицами. — М., 1961.
2. Журавлев В. Б., Рыбакова Н. А., Рыжков А. В. О статистической точности определения дифференциальной отражаемости. — Труды ГГО, 1988, вып. 526, с. 23—29.
3. Мельник Ю. А., Рыжков А. В. Отображение метеорологических радиолокационных целей различного фазового состава на сфере Пуанкаре. — Труды ГГО, 1985, вып. 490, с. 17—21.
4. Огutti Т. Распространение и рассеяние электромагнитных волн в дожде и других гидрометеорах. — ТИИЭР, 1983, т. 71, № 9, с. 6—64.
5. Радиолокационный комплекс для измерения дифференциальной отражаемости облаков и осадков/ С. И. Ваксенбург, В. Б. Журавлев, Ю. А. Мельник и др. — Труды ГГО, 1988, вып. 526.
6. Рыжков А. В. Инвариантные поляризационные характеристики метеорологических радиолокационных целей. — Труды ГГО, 1985, вып. 490, с. 11—16.
7. Auddy K., Selige T., Balaji. Remote sensing of hail with dual linear polarized radar. — J. of Climate and Applied Met., 1986, v. 25, N 10, p. 1475—1484.
8. Bringi V., Seliga T., Hall M. Dual-polarization radar: techniques and applications. — In Recent Progress in Radar Meteorology, 1981, p. 33—45.
9. Doviak R., Zrnic D. Doppler radar and weather observations. — Academic Press, 1984, 458 p.
10. Illingworth A., Goddard J., Cherry S. Polarization radar studies of precipitation development in convective storm. — Qua. J. of the Roy. Met. Soc., 1987, v. 113, N 476, p. 469—490.
11. Jameson A. Differential phase shift. — In: Proc. 22 Conference on Radar Meteorology, 1984, p. 393—396.
12. Seliga T., Bringi V., Potential use of differential reflectivity measurements of orthogonal polarizations for measuring precipitation. — J. of Applied Met., 1976, v. 15, p. 69—76.
13. Serafin R. New nowcasting opportunities using modern meteorological radar. — In: Proc. Symp. Mesoscale Analysis and Forecasting. — Vancouver, 1987, p. 35—41.
14. Ussalis J., Metcalf J. Analysis of a polarization diversity meteorological radar design. — In: Proc. 21 Conference on Radar Meteorology 1983, p. 331—338.

СПЕКТРАЛЬНО-КОВАРИАЦИОННЫЙ МЕТОД ПОДАВЛЕНИЯ ОТРАЖЕНИЙ ОТ МЕСТНЫХ ПРЕДМЕТОВ В ДОПЛЕРОВСКИХ МЕТЕОРАДИОЛОКАТОРАХ

Современные доплеровские метеорологические радиолокаторы являются эффективным инструментом для проведения дистанционного зондирования атмосферы с целью наблюдения за динамикой процессов, происходящих в различных метеорологических объектах. Такие радиолокаторы позволяют получать информацию о таких важных характеристиках метеообъектов, как их отражаемость, средняя скорость и величина турбулентности. Эти характеристики могут быть получены на основе оценок соответственно нулевого, первого и второго моментов спектральной плотности мощности (СПМ) метеоотражений.

Наличие мощных мешающих отражений от местных предметов (МП), находящихся в зоне обзора метеорадиолокатора, приводит к сильному искажению (смещению) оценок моментов СПМ метеоотражений. Если для некогерентных метеорадиолокаторов борьба с отражениями от МП и подстилающей поверхности практически невозможна, то в доплеровских метеорадиолокаторах с учетом локализации спектров этих отражений вблизи нулевой частоты, появляется возможность ослабления их влияния на оценки моментов СПМ метеоотражений путем частотной фильтрации.

При выборе метода подавления отражений от МП для использования в системах оперативного измерения спектральных моментов метеоотражений необходимо учитывать как эффективность подавления, так и аппаратурно-программные затраты на реализацию. Наибольшее распространение в доплеровских метеорадиолокаторах получили два метода подавления отражений от МП: метод подавления в частотной области /6/ и метод подавления во временной области (режекторная фильтрация) /4/. Первый метод подавления, предполагающий вычисление полной СПМ сигнала, хотя и дает возможность использования эффективных и гибких процедур режекции мешающих отражений от МП, оказывается чрезвычайно сложным при реализации его в оперативных многоканальных по дальности устройствах. Второй метод при реализации на базе цифровых режекторных фильтров оказывается значительно проще, и его эффективность в условиях стационарности отражений может быть весьма высокой, однако на практике (при отсутствии стационарности отражений) эффективность этого метода резко снижается. Существуют и другие методы подавления отражений от МП /3, 5/, ориентированные на использование в доплеровских метеорадиолокаторах. Однако задача подавления мешающих отражений от МП далеко от полного решения /1/.

В настоящей статье рассматривается спектрально-ковариационный метод подавления отражений от МП, который весьма простой в реализации и обладает высокой эффективностью. Данный метод представляет особый интерес в связи с тем, что он ориентирован на использование совместно с эффектив-

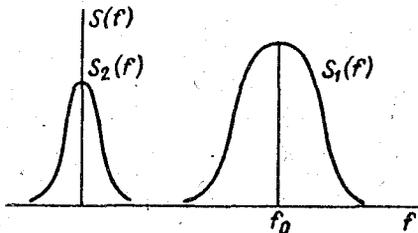


Рис. 1. Характерный вид доплеровского спектра суммарного сигнала от метеообъекта и местного предмета.

ными ковариационными методами оценивания спектральных моментов, в частности, широко распространенным методом парных импульсов [1].

Устройство, реализующее метод парных импульсов, осуществляет формирование оценки $\hat{B}(l)$ ковариационной функции входного сигнала $z(n)$ для значений $l = 0$ и $l=1$ и преобразует ее в оценки \hat{V}_D средней доплеровской скорости и $\hat{\sigma}$ ширины спектра следующим образом:

$$\hat{V}_D = (\lambda/4\pi T) \arctg[\text{Im}\hat{B}(1)/\text{Re}\hat{B}(1)], \quad (1)$$

$$\hat{\sigma} = (\lambda/4\pi T) \ln^{1/2} \left\{ \frac{\hat{B}^2(0)}{[\text{Re}\hat{B}(1)]^2 + [\text{Im}\hat{B}(1)]^2} \right\}.$$

В том случае, когда отсчеты входного сигнала $z(n)$ представляют собой сумму сигналов $z_1(n)$, отраженного от метеообъекта и $z_2(n)$, отраженного от МП, доплеровский спектр суммарного сигнала от метеообъекта и МП является двумодальным и имеет характерный вид, представленный на рис. 1. Спектральная плотность мощности отраженного сигнала представляет собой сумму СПМ метеоотражений и СПМ отражений от МП

$$S(f) = S_1(f) + S_2(f), \quad (2)$$

где индекс „1” соответствует метеообъекту, а индекс „2” – МП. Соответственно и функция ковариации смеси $B(l)$ может быть представлена в виде суммы

$$B(l) = B_1(l) + B_2(l). \quad (3)$$

Поскольку интерес представляют моменты СПМ метеоотражений, в (1) должны подставляться оценки $\hat{B}_1(0)$ и $\hat{B}_1(1)$. Учитывая (3), оценку $\hat{B}_1(l)$ можно получить как разность

$$\hat{B}_1(l) = \hat{B}(l) - \hat{B}_2(l), \quad (4)$$

где оценка $\hat{B}(l)$ уже формируется по входному сигналу $z(n)$ измерителем, реализующим метод парных импульсов, а оценка $\hat{B}_2(l)$ должна быть дополнительно сформирована. Ясно, что именно избираемый метод получения оценки $\hat{B}_2(l)$ определяет как сложность реализации, так и эффективность алгоритма компенсации (4).

Воспользуемся тем обстоятельством, что оценка $\hat{B}_2(l)$ может быть получена при помощи обратного преобразования Фурье из периодограммы $S_2(k)$ сигнала от МП

$$\hat{B}_2(l) = 1/N \sum_{k=0}^{N-1} S_2(k) W_N^{lk} \quad (l = 0, 1), \quad (5)$$

где $W_N = \exp(j2\pi/N)$ (строго говоря, при $l = 1$ оценка (5) является смещенной $/2/$); N — число анализируемых отсчетов в сигнальной выборке.

Поскольку при обработке входной выборки $z(n) = z_1(n) + z_2(n)$ значения $z_2(n)$ недоступны, то непосредственно получить значения $S_2(k)$ невозможно. С учетом того факта, что СПМ сигнала, отраженного от МП, сосредоточена в узкой области доплеровских частот вблизи нулевой частоты $/4/$, а для сигнала от метеорообъекта СПМ смещена на величину f_d , как правило, отличную от нуля. Тогда правомерно воспользоваться следующей оценкой периодограммы сигнала от МП:

$$S_{p2}(k) = \begin{cases} S_p(k), & k = 0; \pm 1; \pm 2; \dots; \pm(M-1)/2 \\ 0, & |k| \geq M/2 \end{cases} \quad (6)$$

где $S_p(k) = |X(k)|^2 / \sum_{n=0}^{N-1} p^2(n)$ — периодограмма выборки входного сигнала (п);

$$X(k) = \sum_{n=0}^{N-1} p(n) z(n) W_N^{-nk}; \quad (7)$$

l — нечетное целое число, выбираемое в соответствии с ожидаемой шириной ПМ сигнала от МП; $p(n)$ — оконная функция во временной области, вводимая для повышения (за счет снижения уровня боковых лепестков парциальных фильтров Фурье) точности аппроксимации $S_{p2}(k)$ отсчетами периодограммы $S_p(k)$.

Подставив (6) в (5), получим

$$\hat{B}_2(l) = \frac{1}{Nf(l)} \sum_{k=-(M-1)/2}^{(M-1)/2} S_{p2}(k) W_N^{lk}, \quad (8)$$

$$\text{где } f(l) = \frac{\sum_{n=0}^{N-1-l} p(n) p(n+1)}{\sum_{n=0}^{N-1} p^2(n)}.$$

Таким образом, рассматриваемый метод компенсации сигналов от МП сводится к следующим операциям над входной выборкой $z(n)$:

- 1) определение значений M коэффициентов Фурье $X(k)$ по выборке $z(n)$ в соответствии с (7) для значений k таких, что $|k| \leq (M-1)/2$;
- 2) вычисление оценки периодограммы $\hat{S}_{p2}(k)$ из (6);
- 3) вычисление оценки $\hat{B}_2(l)$ в соответствии с (8).

Проведем оценку эффективности спектрально-ковариационного метода подавления. Заметим, что мешающие отражения от МП вносят сильное смещение в оценку средней доплеровской частоты сигналов от метеорообъекта. Поэтому ниже оценим характеристики предлагаемого метода подавления с точки зрения уменьшения этого смещения.

Рассмотрим случай известных ковариационных функций $B_1(l)$, $B_2(l)$ и $B(l)$. Воспользуемся тем, что математическое ожидание периодограммы $S(k)$ является преобразованием Фурье от ковариационной функции $B(l)$:

$$E\{S(k)\} = f(0) B(0) + \sum_{l=1}^{N-1} f(l) [W_N^k B^*(l) + W_N^{-k} B(l)]. \quad (9)$$

Подставляя (9) в (8), получим следующие значения математического ожидания реальной и мнимой частей оценки $\hat{B}_2(l)$ при $l=1$:

$$E\{\text{Re} \hat{B}_2(1)\} = \frac{g(1, M, N)}{f(1) N} B(0) + \frac{M + g(2, M, N)}{N} \text{Re} B(1) + \\ + \frac{1}{f(1) N} \sum_{l=2}^{N-1} f(l) [g(l+1, M, N) + g(l-1, M, N)] \text{Re} B(l), \quad (10)$$

$$E\{\text{Im} \hat{B}_2(1)\} = \frac{M - g(2, M, N)}{N} \text{Im} B(1) + \\ + \frac{1}{f(1) N} \sum_{l=2}^{N-1} f(l) [g(l-1, M, N) - g(l+1, M, N)] \text{Im} B(l), \quad (11)$$

$$\text{где } g(l, M, N) = \sin\left(\frac{\pi}{N} l M\right) / \sin\left(\frac{\pi}{N} l\right).$$

Полученные выражения (10) и (11) должны быть подставлены в (4). Далее,

в соответствии с (11) производится вычисление оценок средней доплеровской скорости метеообъекта.

При проведении конкретных расчетов спектры $S_1(f)$ и $S_2(f)$ предполагались гауссовыми. Соответственно ковариационная функция суммарного сигнала имела вид

$$B(l) = B_1(l) + B_2(l) = e^{-8(\pi\sigma_1 l T/\lambda)^2} e^{j4v_d l T/\lambda} + \eta e^{-8(\pi\sigma_2 l T/\lambda)^2}$$

где λ — длина волны; σ_2 — среднеквадратическая ширина доплеровского спектра сигнала от МП; T — период повторения импульсов; η — отношение мощностей отраженных сигналов от МП и метеообъекта. Длина выборки N принималась равной 32 и 64 импульсам, соответствующей требованиям на время накопления в перспективной доплеровской РЛС, а количества оцениваемых коэффициентов Фурье изменялось от 0 до 9. Вычисления проводились как при отсутствии взвешивания входной реализации $p(n) = 1$, так и при косинусоидальном взвешивании оконной функции

$$p(n) = 0,5 \left(1 - \cos \frac{2\pi n}{N} \right).$$

На рис. 2 а, б представлены расчетные зависимости нормированной оценки средней скорости $v_H = \hat{v}_d / v_m$ от величины η (здесь $v_m = \lambda/4T$) для значений $M = 0; 1; 3; 5; 7$ и $N = 32$ при отсутствии взвешивания (на рис. 2 и 3 а) и при наличии взвешивания исходной последовательности (рис. 2 б и 3 б). Кривые на рис. 2 получены для истинных значений нормированной доплеровской скорости $v_H = 0,5$, нормированной ширины спектра отражений от метеообъекта $\sigma_{1H} = \sigma_1/2v_m = 0,05$ и нормированной ширины спектра отражений от МП $\sigma_{2H} = 0,005$, что при длине волны $\lambda = 5,7$ см и периоде повторения импульсов $T = 10^{-3}$ соответствует значениям $v_d = 7,1$ м/с, $\sigma_1 = 1,4$ м/с и $\sigma_2 = 0,14$ м/с. Отличие рис. 3 от рис. 2 состоит в том, что для него $\sigma_{2H} = 0,03$, т. е. $\sigma_2 = 0,85$ м/с. Отметим, что выбранные значения среднеквадратических шириин доплеровских спектров сигналов от МП являются типичными для радиолокаторов сантиметрового диапазона /4/. На рис. 2 в, г представлены такие же зависимости, но при значении $N = 64$.

На основании анализа результатов численных расчетов могут быть сделаны следующие выводы:

1. При отсутствии компенсации отражений от МП смещение оценки средней скорости таково, что уже при отношениях помеха/сигнал больших — 10 дБ алгоритм оценки скорости по методу парных импульсов можно считать неработоспособным.

2. Компенсация отражений от МП при отсутствии взвешивания ($p(n) = 1$) позволяет достичь тех же значений смещения, что и без компенсации при величинах отношения помеха/сигнал η на 15–20 дБ больших (по крайней мере для $M = 3 \dots 7$, $\sigma_{2H} = 0,005$), что эквивалентно подавлению помех при измерении скорости примерно на 15–20 дБ. Сравнительно малый выигрыш по отношению помеха/сигнал объясняется большим уровнем боко-

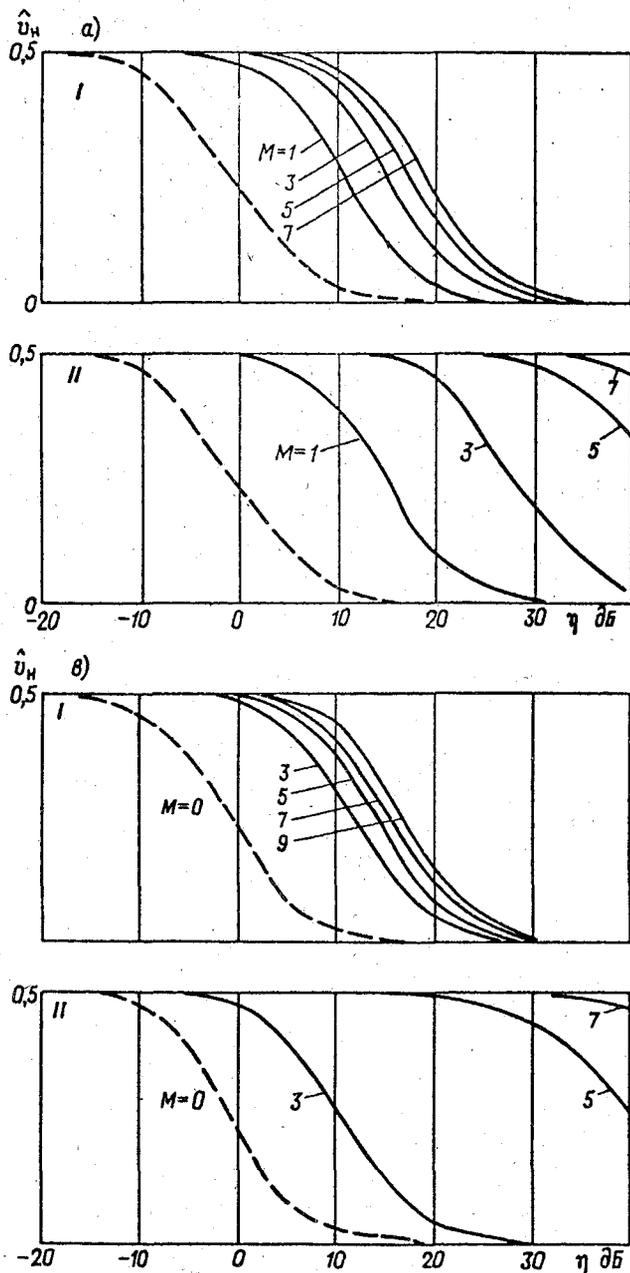
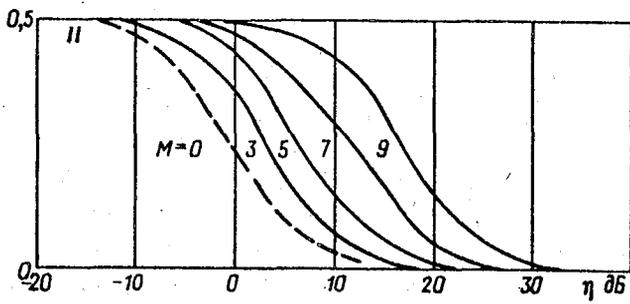
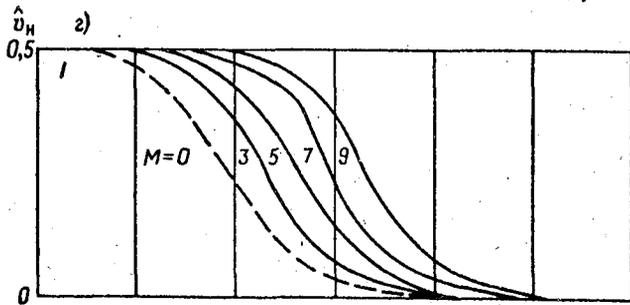
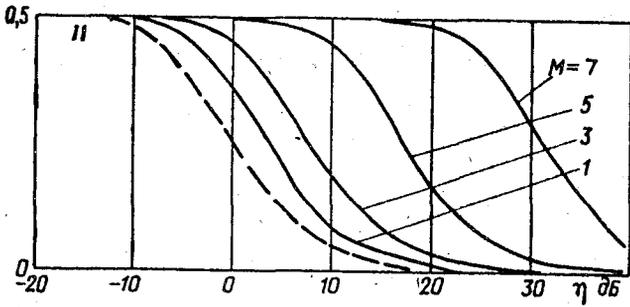
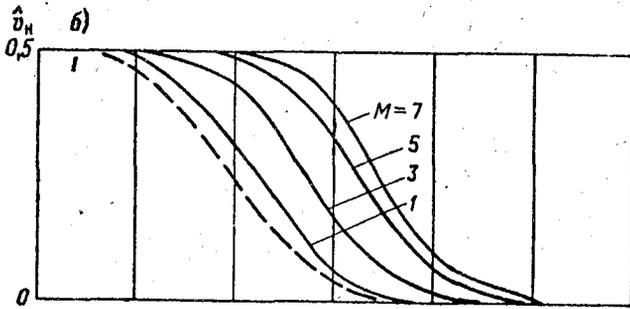


Рис. 2. Зависимость нормированной доплеровской скорости значений M . I - $p(n) = 1$; II - $p(n) = 0,5 (1 - \cos(2 \pi n/N))$. $N = 32$ (а, б) и $N = 64$ (в, г).



рости v_H от отношения помеха/сигнал η для различных $v_H = 0,5$; $\sigma_{1H} = 0,05$; $\sigma_{2H} = 0,005$. (а, в) и $\sigma_{2H} = 0,03$ (б, г);

вых лепестков частотных характеристик фильтров Фурье при отсутствии взвешивания. Увеличение длительности выборки ощутимого выигрыша не дает.

3. Введение оконной функции $p(p) = 0,5[1 - \cos(2\pi p/N)]$ существенно снижает уровень боковых лепестков фильтров и позволяет при $\sigma_{2H} = 0,005$ реализовать выигрыш по отношению помеха/сигнал от 25 дБ (при $M = 3$) до 50 дБ (при $M = 7$).

4. При увеличении ширины спектра отражений от МП выигрыш в отношении помеха/сигнал уменьшается для обеих оконных функций, однако даже для значений $\sigma_{2H} = 0,03$ при косинусоидальной оконной функции выигрыш достигает величины 20–30 дБ при $M = 5 \dots 7$.

5. При увеличении длины выборки N для сохранения эффективности подавления помехи необходимо увеличивать число M оцениваемых коэффициентов Фурье (для сохранения полосы режекции сигналов от МП).

Таким образом, спектрально-ковариационный метод подавления отражений от МП имеет эффективность подавления близкую к эффективности метода подавления в частотной области и при этом оказывается значительно проще в реализации, поскольку не предполагает вычисление полной СПМ сигнала. Это позволяет рекомендовать спектрально-ковариационный метод подавления для использования в системах оперативного измерения спектральных моментов метеотражений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Довняк Р., Зрич Д. Доплеровские радиолокаторы и метеорологические наблюдения. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. 512 с.
2. Рабинер Л., Голд Б. Теория и применение цифровой обработки сигналов. — М.: Мир, 1978. 848 с.
3. Andersson J. Evaluating ground clutter filters for wather radars. — Preprints 20 th Conference Radar Meteorology, 1982, p. 314–318.
4. Hanidi S., Zrnic D. Consideration for the design of ground clutter cancelers for weather radars. — Preprints 20 th Conference Radar Meteorology, 1980, p. 319–329.
5. Passarelli R. Anbocorrelation techniques for ground clutter rejection. — Preprints 20 th Conference Radar Meteorology, 1980, p. 308–312.
6. Passarelli R., Ronanic P., Geotis S., Siggia A. Ground clutter rejection in the frequency domain. — Preprints 20 th Cnference Radar Meteorology, 1980, p. 58–63.

СРАВНЕНИЕ ДВУХ МЕТОДОВ УСТРАНЕНИЯ НЕОДНОЗНАЧНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ СРЕДНЕЙ ДОПЛЕРОВСКОЙ ЧАСТОТЫ СИГНАЛА В ИМПУЛЬСНО КОГЕРЕНТНОЙ МРЛ

Появление доплеровских метеорологических радиолокаторов (МРЛ), являющихся новым источником метеоинформации, поставило ряд новых проблем, отсутствующих при обработке сигналов в традиционных некогерентных МРЛ. Одной из таких проблем является задача одновременного удовлетворения однозначности измерения дальности до метеообъекта и его радиальной скорости (доплеровской частоты f_D отраженных сигналов). Для решения этой задачи может быть использован сигнал с переменной частотой повторения импульсов, представляющий собой следующие друг за другом два пакета импульсов с различными близкими частотами повторения $F_{П1}$ и $F_{П2}$ (так называемый двухпачечный сигнал). При этом большая из частот, например, $F_{П1}$ выбирается таким образом, чтобы обеспечить требуемый диапазон измерения дальности ($D_{\max} = c/2F_{П1}$, где c — скорость света). Диапазон F_{\max} однозначно измеряемых частот зависит от соотношения частот повторения импульсов в пакетах. Так, если $F_{П1} : F_{П2} = m : n$ (где m и n — взаимно простые числа), то $F_{\max} = n F_{П1} = m F_{П2}$.

Процедура получения однозначной оценки \hat{f}_D доплеровской частоты метеорадарных по двухпачечному сигналу состоит из двух этапов. На первом этапе формируются неоднозначные оценки $\hat{\theta}_{ДН1}$ и $\hat{\theta}_{ДН2}$ среднего доплеровского приращения фазы за период повторения $T_{П1} = 1/F_{П1}$, соответственно для сигналов первого и второго пакетов, например, путем использования перативных ковариационных методов измерения $\hat{f}_D/2$. Второй этап состоит пересчете этих неоднозначных оценок в оценку \hat{f}_D и может быть реализован различными методами, отличающимися как вычислительной сложностью измерения.

Рассмотрим два основных метода вычисления однозначной оценки доплеровской частоты и сравним их по точности, поскольку имеющиеся в литературе данные не позволяют этого сделать.

Первый метод, предложенный в [5] применительно к случаю использования сигнала с череспериодным изменением (вобуляцией) периода повторения $T_{П1}$, может быть использован и в случае двухпачечного сигнала. Он сводится к следующей оценке \hat{f}_D доплеровской частоты:

$$\hat{f}_D = \frac{1}{2\pi(T_{П2} - T_{П1})} \text{mod}_{2\pi}(\hat{\theta}_{ДН2} - \hat{\theta}_{ДН1}). \quad (1)$$

Эта процедура получения оценки \hat{f}_D привлекает своей простотой. Следует заметить, однако, что она дает однозначную оценку лишь в случае, когда отношение периодов следования импульсов $T_{П1} / T_{П2} = n / (n+1)$. При

других соотношениях периодов для получения диапазона однозначности по частоте, равного F_{\max} , требуется реализация более сложного алгоритма.

Второй метод предполагает получение однозначной оценки \hat{f}_D по предварительно сформированным неоднозначным оценкам $\hat{f}_{DN1} = (2\pi T_{P1})^{-1} \hat{\theta}_{DN1}$ и $\hat{f}_{DN2} = (2\pi T_{P2})^{-1} \hat{\theta}_{DN2}$. Для этого может быть использована процедура, основанная на китайской теореме об остатках [1]. В соответствии с этой теоремой справедливы равенства

$$\begin{cases} f_{DN1} = \text{mod}_{F_{P1}}(f_D), \\ f_{DN2} = \text{mod}_{F_{P2}}(f_D), \end{cases}$$

позволяющие определить однозначную оценку доплеровской частоты. Известен ряд практических алгоритмов такого устранения неоднозначности, в частности, [3, 4]. Так, например, в [4] отыскиваются две однозначные оценки доплеровской частоты

$$\begin{cases} \hat{f}_{D1} = k_1 F_{P1} + \hat{f}_{DN1}, \\ \hat{f}_{D2} = k_2 F_{P2} + \hat{f}_{DN2}, \end{cases} \quad (2)$$

где k_1 и k_2 — наименьшие целочисленные коэффициенты, минимизирующие величину $|\hat{f}_{D1} - \hat{f}_{D2}|$. Окончательная оценка \hat{f}_D определяется при этом следующим образом

$$\hat{f}_D = 0,5(\hat{f}_{D1} + \hat{f}_{D2}). \quad (3)$$

Сравним точности оценок средней доплеровской частоты при использовании указанных способов устранения неоднозначности.

До первого метода устранения неоднозначности среднеквадратическое отклонение (СКО) однозначной оценки доплеровской частоты (1) связано с СКО оценок доплеровских фаз следующим образом

$$\sigma_1\{\hat{f}_D\} = [2\pi(T_{P2} - T_{P1})]^{-1} \sigma\{\hat{\theta}_{DN2} - \hat{\theta}_{DN1}\}.$$

Если считать, что оценки доплеровской фазы сигнала, получаемые по каждому из пакетов сигнала, независимы и имеют равные СКО $\sigma\{\hat{\theta}_{DN}\}$, то

$$\sigma_1\{\hat{f}_D\} = [\sqrt{2}\pi(T_{P2} - T_{P1})]^{-1} \sigma\{\hat{\theta}_{DN}\}.$$

В случае устранения неоднозначности вторым методом однозначная оценка доплеровской частоты (3) имеет СКО

$$\sigma_2\{\hat{f}_D\} = 0,5\sqrt{\sigma^2\{\hat{f}_{ДН1}\} + \sigma^2\{\hat{f}_{ДН2}\}}, \quad (4)$$

где $\sigma\{\hat{f}_{ДНi}\} = (2\pi T_{Pi})^{-1} \sigma\{\hat{\theta}_{ДНi}\}$, $i = 1, 2$.

Конечное выражение для $\sigma_2\{\hat{f}_D\}$ имеет вид

$$\sigma_2\{\hat{f}_D\} = (n - m) [2\sqrt{2}\pi (T_{П2} - T_{П1})]^{-1} \sqrt{m^{-2} + n^{-2}} \sigma\{\hat{\theta}_{ДН}\}.$$

Таким образом, отношение СКО для первого и второго методов устранения неоднозначности равно

$$\sigma_1\{\hat{f}_D\} / \sigma_2\{\hat{f}_D\} = 2\sqrt{2}(n - m)^{-1} (m^{-2} + n^{-2})^{-0,5}.$$

Для случая, когда соотношение периодов повторения $n/m = 3/4$ СКО оценки доплеровской частоты при устранении неоднозначности первым методом в 6,75 раза больше СКО оценки при устранении неоднозначности вторым методом. Это говорит о том, что хотя алгоритм (1) проще, при его использовании значительно сужается область возможных значений отношения сигнал/шум ширины доплеровского спектра метеоотражений, при которых достигается требуемая величина $\sigma\{\hat{f}_D\}$.

Известно [4], что второй метод в отличие от первого, помимо флуктуационных ошибок обладает аномальными ошибками, связанными с неправильным выбором значения k_1 и k_2 . Однако на практике аномальные изменения имеют вероятность порядка $10^{-4} \dots 10^{-7}$ и могут быть легко устранены на этапе вторичной обработки.

В связи с этим основным методом устранения неоднозначности измерения доплеровской частоты в разрабатываемых МРЛ следует считать второй метод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вебер П., Хайкин С., Грей Р. Одновременное разрешение неоднозначности по дальности и доплеровской частоте в импульсно-доплеровских РЛС с использованием нескольких частот повторения импульсов. — ТИИЭР, 1985, т. 73, № 6, с. 213–4.
2. Довняк Р., Зрич Д., Сирманс Д. Метеорологические доплеровские (локационные) станции. — ТИИЭР, 1979, т. 67, № 11, с. 63–102.
3. Galati G., Cristofalo E. Estimation of radial velocity in search radars h batch coherent processing. — Alta Frequenza, 1983, vol. 52, N 5, p. 407–413.

4. Ludloff A., Minker M. Reliability of velocity measurement by MTD radar. - IEEE, Trans. on Aerospace and Electron. Syst., 1985, vol. AES-21, N 4, p. 522-528.

5. Zrnic, D., Mahapatra P. Two methods of ambiguity resolution in pulse Doppler weather radars. - IEEE, Trans. on Aerospace and Electron Syst., 1985, vol. AES-21 N 4, p. 470-483.

К ВОПРОСУ ОБ ИНФОРМАТИВНОСТИ ШИРИНЫ СПЕКТРА ЭХОСИГНАЛА МЕТЕОЦЕЛИ

Известно, что при малых углах места для узконаправленных антенн дисперсия σ_v^2 спектра радиальных скоростей гидрометеоров представляет собой сумму двух слагаемых /1/:

гд

$$\sigma_v^2 = \sigma_{CB}^2 + \sigma_T^2,$$

где σ_{CB}^2 — вклад сдвига ветра (крупномасштабных неоднородностей поля ветра), σ_T^2 — вклад турбулентности (мелкомасштабных неоднородностей поля ветра).

В связи с этим представляет интерес вопрос о том, какая из данных двух составляющих вносит наибольший вклад в рассматриваемый параметр. Иначе говоря, является ли ширина спектра показателем интенсивности турбулентных пульсаций скорости гидрометеоров в исследуемом импульсном объеме или же несет в основном информацию о сдвиге ветра в этом участке метеоцели.

С целью разделения вкладов каждого из указанных факторов в суммарную ширину спектра отраженного метеоцелью сигнала был проведен следующий натуральный эксперимент. Измерения проводились на радиолокационном автоматизированном комплексе, включавшем в себя когерентную РЛС, устройство первичной обработки и микро-ЭВМ „Электроника-60”.

Используемая РЛС имеет длину волны несущего колебания 3,2 см, частоту посылки 1,8 кГц, длительность зондирующего импульса 0,3 мкс и узкую симметричную диаграмму направленности. Устройство предварительной обработки представляет собой аппаратную реализацию вычислителя первых моментов доплеровского спектра методом парных импульсов /1/. Оно позволяет одновременно в 256 элементах разрешения по дальности при интервале дискретизации $\Delta R = 250$ м оценивать мнимую и действительную части комплексного коэффициента корреляции и мощность входного сигнала при накоплении 256 пар импульсов. По величине комплексного коэффициента корреляции и мощности сигнала, заносимых в память ЭВМ, рассчитывались средняя радиальная доплеровская скорость \bar{v} среднеквадратическая ширина доплеровского спектра скоростей σ_v .

Радиолокатор работал в режиме секторного поиска по азимуту, а угол места устанавливался вручную с шагом 1° . Текущее угловое положение антенны автоматически регистрировалось в ЭВМ.

Наиболее исчерпывающие материалы, дающие возможность дальнейшей статистической обработки, были получены 5 августа 1987 года при наблюдении слоисто-дождевой облачности с вкраплениями ячеек затопленной конвекции в период времени с 10 ч 30 мин до 12 ч 30 мин. Всего было проведено 5 серий измерений по одному и тому же облачному массиву с интервалом 30 мин. Однако дальнейшей обработке подвергались результаты только

первых двух серий, в которых были получены данные из 287 и 77 элементов разрешения соответственно. В последующих же сериях ввиду уменьшения отражаемости цели удавалось получить данные не более, чем из 10 импульсных объемов.

Синоптическая ситуация в период измерений характеризовалась малоградиентным полем пониженного давления у земли, а на высотах — восточной периферией циклона с центром над Западной Европой с южным выносом воздушной массы. По данным близлежащих метеостанций (Ефимовский Бабаево, Хвойная) регистрировались осадки из слоисто-дождевых облаков. По данным радиолокатора МРЛ-1 в указанный период времени отмечалось наличие радиоэхо в секторе углов $335 - 90^\circ$ на удалении от 20 до 60 км с высотой верхней границы облачности до 4 км.

Наблюдавшиеся значения радиальной скорости в объеме облака менялись в пределах от -1 до -12 м/с, а ширина спектра скоростей — от 0 до 7 м/с, что отражает сложную динамическую структуру достаточно „спокойного” облака.

Полученная с помощью измерительного комплекса информация далее обрабатывалась на ЭВМ СМ-4 по следующему алгоритму:

1. Для каждого элемента разрешения проверялось превышение мощности сигнала уровня 5 дБ относительно шумов.

2. Аналогично проверялись два соседних с ним по дальности строба. Если хотя бы в одном из них мощность была недостаточна, обработка для рассматриваемого элемента разрешения не проводилась.

3. Определялись азимуты соседних с исследуемым проколов, относящихся к тому же, что и он, горизонтальному разрезу, то есть имеющих тот же угол места.

4. В нижнем и верхнем относительно рассматриваемого разреза отыскивались проколы, лежащие внутри определенного в предыдущем пункте азимутального интервала. В каждом из таких проколов в расчет принимались элементы разрешения, имеющие ту же, что и исследуемый, дальность, плюс два с ним соседние.

5. Если набиралось более девяти таких импульсных объемов, мощность сигнала в которых превышала 5 дБ относительно шумов, полученные в них оценки доплеровского сдвига частоты обрабатывались методом наименьших квадратов. При этом полагалось, что радиальная скорость частиц в i -м элементе разрешения определяется формулой:

$$v_i = v_0 + v'_x R_0 (\theta_i - \theta_0) + v'_y R_0 (\varphi_i - \varphi_0) + v'_z (R_i - R_0),$$

где v_0 — средняя радиальная скорость частиц в исследуемом элементе разрешения; R_0 , θ_0 , φ_0 — его дальность, азимут и угол места соответственно; v'_x , v'_y , v'_z — градиенты радиальной скорости относительно декартовой системы координат, связанной с центром импульсного объема, где ось Z направлена вдоль линии визирования РЛС, а ось X лежит в горизонтальной плоскости.

В результате получались оценки четырех параметров — v_0 , v'_x , v'_y , v'_z .

6. По этим оценкам рассчитывался обусловленный сдвигом ветра вклад

ширину спектра принимаемого сигнала /2/:

$$\sigma_{\text{св}} = [0,09 R_0^2 (v'_x \Omega_A^2 + v'_y \Omega_B^2) + \beta^2 v_z'^2 / 12]^{1/2},$$

де Ω_A, Ω_B — ширина луча РЛС в горизонтальной и вертикальной плоскостях; β — пространственная протяженность зондирующего импульса.

На рис. 1–5 приведены гистограммы распределения величин радиального, азимутального и вертикального сдвигов ветра, совокупного вклада ддвига в ширину доплеровского спектра сигнала и суммарной (обусловленной сдвигом ветра и турбулентностью) ширины спектра радиальных скоростей для двух серий измерений, проведенных по одному облаку в 10 ч 00 мин и в 11 ч 00 мин. Анализируя данные гистограммы, можно сделать следующие выводы:

1. Вклад мелкомасштабной турбулентности в ширину спектра сигнала существенно превышает вклад сдвигов ветра (то есть крупномасштабных неоднородностей поля ветра). Таким образом, ширина доплеровского спектра является количественной мерой интенсивности турбулентности (разумеется, с учетом нормировки на размеры импульсного объема).

2. Величина вертикального сдвига ветра в среднем заметно превышает значения радиального и азимутального сдвигов, то есть вертикальная изменчивость ветрового поля значительно сильнее, чем горизонтальная.

3. Значения скорости диссипации кинетической энергии в наблюдаемом облаке в основном менялись в пределах от $30 \text{ см}^2/\text{с}^3$ до $300 \text{ см}^2/\text{с}^3$ со средним значением порядка $100 \text{ см}^2/\text{с}^3$, что соответствует переходному значению от умеренной турбулентности к сильной по классификации /3/.

4. Усредненные по облаку значения ширины спектра, скорости диссипации кинетической энергии и вертикального сдвига ветра сильно изменяются в течение получаса между исследованными фрагментами: $\bar{\sigma}_v$ — от 2,2 м/с до 1,6 м/с; $\bar{\epsilon}$ — $200 \text{ см}^2/\text{с}^3$ до $80 \text{ см}^2/\text{с}^3$; v'_y — от $2,5 \text{ м}^{-1}/\text{км}^{-1}$ до $0,7 \text{ м}^{-1}/\text{км}^{-1}$ соответственно в первой и второй сериях измерений.

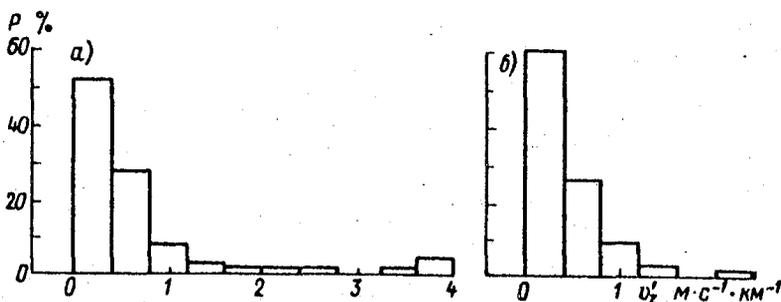


Рис. 1. Гистограмма радиального сдвига ветра в объеме облака. а) 10 ч 30 мин, б) 11 ч 00 мин.

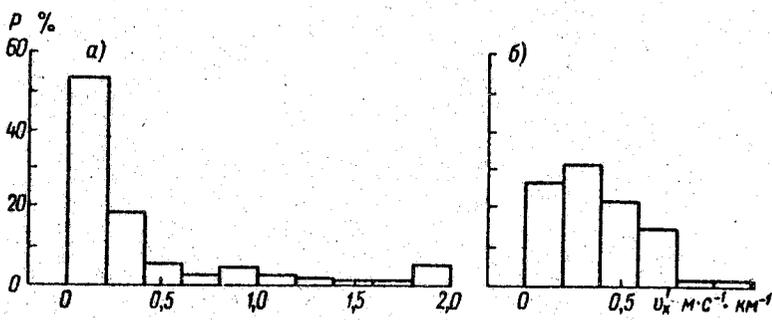


Рис. 2. Гистограмма азимутального сдвига ветра в объеме облака.
Усл. обозначения см. рис. 1.

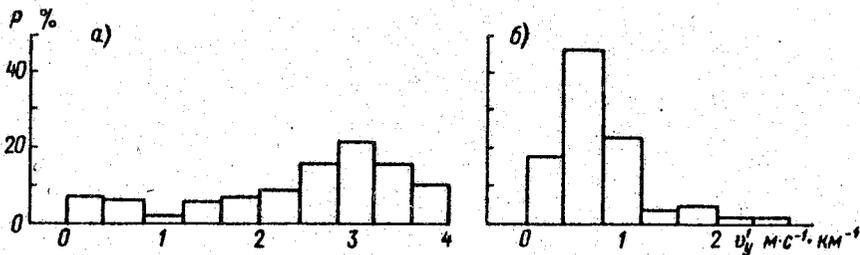


Рис. 3. Гистограмма вертикального сдвига ветра в объеме облака.
Усл. обозначения см. рис. 1.

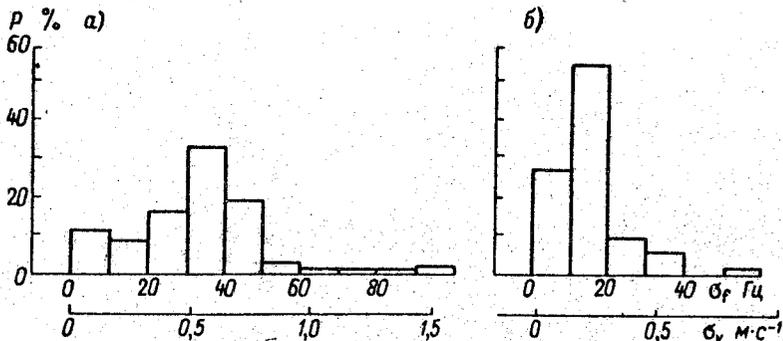


Рис. 4. Гистограмма вклада в ширину спектра сдвига ветра в объеме облака.
Усл. обозначения см. рис. 1.

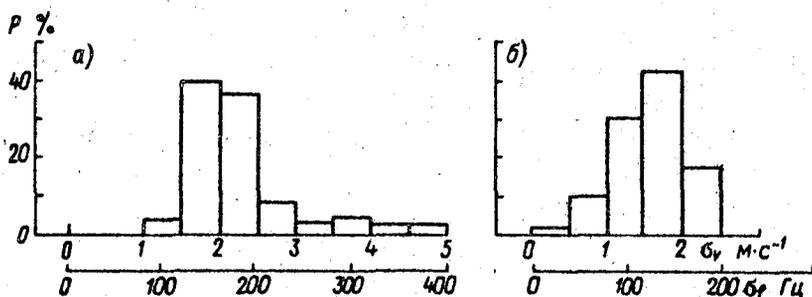


Рис. 5. Гистограмма ширины спектра в объеме облака.
Усл. обозначения см. рис. 1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Довняк Р., Зрнич Д., Сирманс Д. Метеорологические доплеровские радиолокационные станции. — ТИИЭР, 1979, т. 67, № 11, с. 63–102.
2. Lewis W. Doppler radar and aircraft measurements of thunderstorm turbulence. — Conference on Radar Meteorology, 1981, p. 440–445.
3. Frish A., Clufford S. A study of convection capped by a stable layer using Doppler radar and acoustic echo sounders. — Z. of the Atmos. Su., 1974, v. 31, N 6, p. 1622–528.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ СПЕКТРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТОВ САМОЛЕТНЫМИ РЛС

Общая тенденция развития радиолокационной техники миллиметрового диапазона и расширение ее использования привели к появлению таких РЛС и в авиации. Меньшие габариты и вес, возможность при этом обеспечить высокий потенциал в ближней к самолету зоне, высокая разрешающая способность — эти качества миллиметрового диапазона особенно важны на современных самолетах. Определенно сложившимся также можно считать стремление конструкторов и разработчиков БРЛС к многофункциональности бортовой станции. Как правило, обязательным, даже для узко специальных станций, является обзорный режим, позволяющий экипажу оперативно оценивать метеообстановку в ближней зоне по маршруту полета, выявлять опасные для полета метеоявления, области и участки. По данным Международной организации гражданской авиации, 52 % из общего числа происшествий и предпосылок к ним по метеопричинам приходится на полеты в условиях развития мощных кучевых и кучево-дождевых облаков и связанных с ними опасных явлений. Значительную опасность для самолетовождения представляют зоны повышенной турбулентности и сдвигов ветра, а также интенсивных восходящих потоков как в кучевых облаках, так и в ячейках „затопленной конвекции” в облаках слоистых форм.

В ГГО им. А. И. Воейкова сложились и прошли достаточно убедительную экспериментальную проверку методы дистанционного определения зон повышенной турбулентности и сдвигов ветра наземными некогерентными МРЛ. Они позволяют получать существенно новую информацию, по сравнению с яркостной регистрацией отражаемости на экране и заключаются в измерении среднеквадратической ширины спектра огибающей отраженного от метеобъекта радиолокационного сигнала σ_f . Более интенсивным динамическим процессам в отражающем радиолокационном объеме соответствуют большие значения σ_f . Само значение σ_f формируют несколько факторов, имеющих различную физическую природу:

$$\sigma_f^2 = \sigma_T^2 + \sigma_{СВ}^2 + \sigma_{Г}^2 + \sigma_{ШЛ}^2, \quad (1)$$

где σ_T^2 — вклад мелкомасштабной турбулентности, обусловленный разбросом скоростей элементарных отражателей (в данном случае гидрометеоров) относительно некоей средней скорости; $\sigma_{СВ}^2$ — вклад сдвига ветра, обусловленный изменением величины средней скорости в пределах радиолокационного объема; $\sigma_{Г}^2$ — величина дисперсии гравитационных скоростей; величина $\sigma_{ШЛ}^2$ обусловлена конечной шириной луча антенны. Теоретический анализ показывает, что существенный вклад в (1) принадлежит двум первым слагаемым, т. е. турбулентности и сдвигам ветра в радиолокационном отражающем объеме.

В 1986–1987 гг. была предпринята попытка применить описанный метод дистанционного измерения интенсивности турбулентности в случае размещения радиолокационной станции на борту самолета. Особый интерес представляло получение данных не только с РЛС сантиметрового диапазона ($\lambda = 3,2$ см), но и станции миллиметрового диапазона ($\lambda = 0,86$ см). Некоторые результаты проведенных измерений будут приведены ниже.

Отметим особенности размещения РЛС на подвижном носителе. Как известно, полет в реальных условиях не является строго горизонтальным и прямолинейным. Самолет во время движения совершает эволюции по высоте, курсу, пространственным углам (крен, тангаж) различной высоты и интенсивности. Применяемая пространственная стабилизация луча антенны компенсирует в некоторой степени низкочастотные флуктуации, но не полностью. Перечисленные факторы при учете высокой скорости движения (100 м/с и более) приводят к тому, что за время накопления отраженного сигнала (доли, а иногда и единицы секунды) происходит значительная смена отражающего радиолокационного объема. Это вызывает расширение спектра, т. е. увеличение σ_f . Существенно возрастает вклад слагаемого $\sigma_{\text{ДПД}}$ по двум причинам. Во-первых, на борту используются, как правило, антенны с широким лучом ($1-3^\circ$). Во-вторых, из-за большой относительной скорости самолета и отражающего объекта становится заметной разность радиальной проекции скоростей отражателя на противоположных краях диаграммы направленности. Причем эта разность зависит теперь от азимутального отклонения луча антенны. При возрастании угла β между путевой скоростью самолета и лучом антенны будет возрастать вклад $\sigma_{\text{ДПД}}^2$ по закону $\sin^2 \beta$ (при прочих равных условиях).

В условиях полета на небольших высотах существенными становятся мешающие отражения от земной поверхности. В случае некогерентной РЛС мы не имеем возможности провести доплеровскую (частотную) фильтрацию отражений от земли и полностью исключить их из радиолокационного сигнала. Смещиваясь с сигналом от метеорообъекта, эти отражения изменяют форму спектра огибающей и искажают значение ширины σ_f „чистого” метеорообъекта. С целью оценки возможного вклада отражений от подстилающей поверхности в значение σ_f проведены при отсутствии облачности измерения спектров для основных ее типов — водной поверхности и лесного массива, перемещающегося болотами, в различных условиях полета.

Таким образом, интерес представляют следующие вопросы:

1. Какова форма спектральной плотности огибающей некогерентного радиолокационного сигнала, отраженного от различных природных объектов метеорообразования, подстилающая поверхность в случае размещения РЛС на подвижном носителе? Получение оперативной информации из некоторой области по маршруту полета требует аппаратной реализации быстрых алгоритмов вычисления σ_f (например, метод парных импульсов). Такие алгоритмы исходно предполагают гауссовость спектров и, следовательно, будут ошибки тем больше, чем менее близки к гауссовым будут реальные спектры.

2. Насколько информативным в новых условиях окажется такой параметр спектрального анализа, как σ_f ?

3. Как соотносятся результаты измерений, проведенные на БРЛС санти-

метрового и миллиметрового диапазонов?

В состав бортового комплекса входили БРЛС и аппаратура поимпульсной цифровой регистрации отраженного сигнала из одной или нескольких дискрет по дальности, следующих через 150 метров. Один цикл измерения включает в себя выбор цели (по углам и дальности), поимпульсное заполнение ОЗУ отсчетами (4096 значений), вывод на промежуточный носитель (перфоленту). Дальнейшая обработка заключалась в выполнении БПФ, вычислении функции спектральной плотности (спектра) $S(f)$ с частотным разрешением 63 Гц в интервале 0–1000 Гц, и в вычислении среднеквадратической ширины спектра σ_f . Примеры получаемых спектров приведены на рисунках 1 а – спектры сигнала от слоисто-дождевой облачности, и 1 б – спектры сигнала от точечной цели (вертолет). Статистическая обеспеченность спектральных гармоник составляет 13–18 %. Отметим, что облачность, а также и различная подстилающая поверхность, дают сплошные, быстро спадающие спектры, близкие по форме к гауссовым. В пределах одного класса отражающего объекта в достаточно широких пределах изменяется детальная структура спектральных гармоник и ширины σ_f . Анализ большого числа измерений (около 40 для каждого класса) позволяет построить гистограмму повторяемости спектров по ширине, она представлена на рис. 2 для слоисто-дождевой облачности (рис. 2 а), водной поверхности (рис. 2 б) и леса (рис. 2 в) – на волне $\lambda = 0,86$ см и для леса на волне $\lambda = 3,2$ см (рис. 2 г).

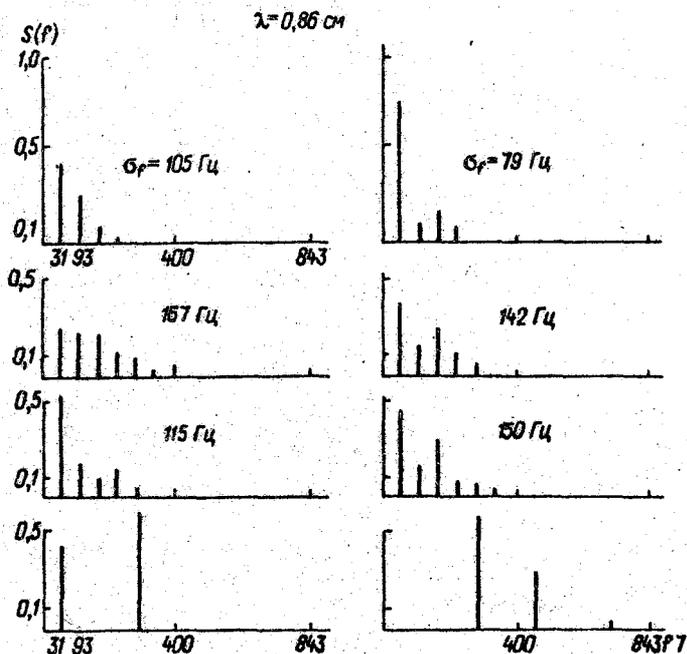


Рис. 1. Спектральная плотность огибающей отраженного радиолокационного сигнала.

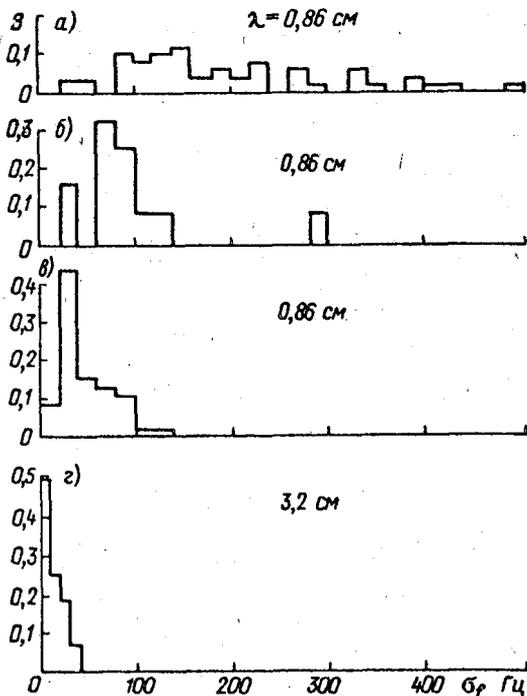


Рис. 2. Гистограмма распределения среднеквадратической ширины спектра огибающей радиолокационного сигнала, отраженного от различных типов объектов.

а — облака N_s ; *б* — водная поверхность; *в*, *г* — лес.

з рисунка видно, что большинство значений σ_f на $\lambda = 0,86$ см для N_s лежит в пределах 100 ... 160 Гц, для водной поверхности — 60 ... 100 Гц, для леса — 20 ... 60 Гц. Рисунок 2 г отражает естественный переход на более длинную волну излучения $\lambda = 3,2$ см, почти пропорционально уменьшается ширина спектра. Проявляется определенная информативность параметра σ_f эхогерентного сигнала БРЛС с точки зрения распознавания основных классов отражающих объектов. Недостаточно статистики набрано по метеобразованиям. Пока отсутствуют данные по кучевым и кучево-дождевым облакам.

Изменяемость ширины спектра σ_f в пределах одного облака иллюстрирует рис. 3, отсчеты на нем по оси R следуют через 150 м по дальности. Мощность отраженного сигнала и σ_f на масштабах в несколько сот метров могут изменяться в два-три раза. Увеличение σ_f с удалением от самолета является обязательным, что можно было бы ожидать из-за увеличения импульсного объема с расстоянием, встречаются и противоположные зависимости.

В заключение приведем экспериментально снятую на $\lambda = 3,2$ см зависимость ширины спектра от азимутального угла β между вектором путевой

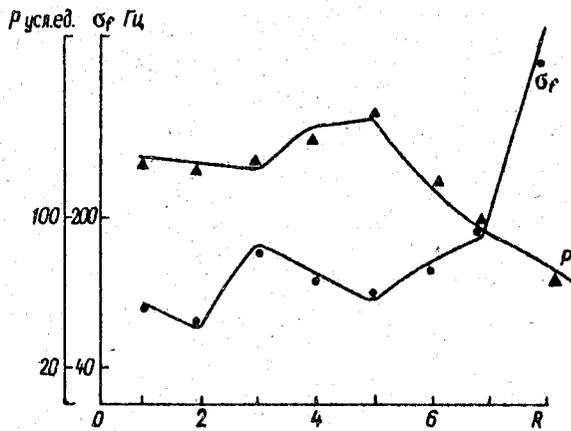


Рис. 3. Изменение мощности и ширины спектра сигнала в зависимости от расстояния для №8.

скорости самолета и осью диаграммы направленности антенны, рис. 4. Подтверждается предсказываемая теоретически тенденция увеличения σ_f с отклонением антенны по азимуту. Ее необходимо учитывать при секторном обзоре пространства перед самолетом. Возможно ограничение сектора значениями $\beta = \pm 15^\circ$ или же коррекция величины σ_f за пределами этих углов.

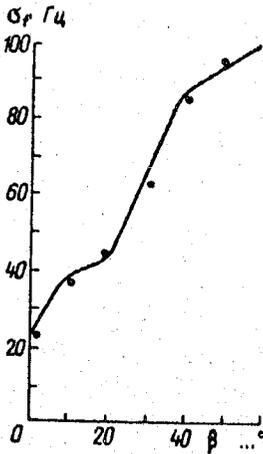


Рис. 4. Зависимость ширины спектра от азимута для подстилающей поверхности (лес), $\lambda = 3,2$ см.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ДАННЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ДОПЛЕРОВСКОГО РАДИОЛОКАТОРА

В исследованиях метеообъектов все большее распространение получают импульсные доплеровские метеорологические радиолокаторы (ДМРЛ), позволяющие измерять мощность и спектральные характеристики отраженного сигнала. Дальность действия ДМРЛ должна быть достаточно большой, что ограничивает сверху частоту посылок импульсов. С другой стороны, эта частота должна быть достаточно высокой для возможности спектральных измерений. При частоте F посылок импульсов максимальная дальность R_m наблюдений будет равна $c/2F$ (c — скорость света), а максимально измеримая скорость v_m рассеивателей составит $F\lambda/4$ (λ — длина волны излучения), так что $R_m v_m = c\lambda/8$. Следовательно, при работе на одной частоте посылок импульсов (ЧПИ) увеличение R_m ведет к уменьшению v_m и наоборот. Увеличить их произведение можно переходя к большим длинам волн; однако это встречает множество других сложных факторов /1/.

Для увеличения максимально измеримой скорости метеоцелей при сохранении дальности наблюдений около 100 км наиболее экономичным признан режим измерений с излучением на двух ЧПИ /2–5/. Если ЧПИ некратны, то максимально измеримая скорость увеличивается до значений $v_{m1} v_{m2} / (v_{m1} - v_{m2})$ /3, 4/, где v_{m1} и v_{m2} — максимально измеримые скорости на большей и меньшей ЧПИ. Так, для отечественного ДМРЛ с длиной волны излучения 6 см и двумя ЧПИ 1200 и 900 Гц /2/ будет $v_{m1} = 18$ м/с, $v_{m2} = 13,5$ м/с; тогда как использование данных измерений на обоих ЧПИ позволяет измерять скорость до значений 54 м/с.

Для возможности спектральных измерений используемые ЧПИ должны быть достаточно высокими. В связи с этим остается проблема неоднозначности измерения расстояний, так как цели, разнесенные на дальность R_m воспринимаются в радиолокаторе как сливающиеся, т. е. сигналы от них накладываются и различить их на одной ЧПИ невозможно. Наложение сигналов ведет не только к сложению их интенсивностей, но и изменению спектральных характеристик. Высказывались идеи о придании зондирующему импульсу ДМРЛ случайной начальной фазы для упрощения анализа спектра смешанного сигнала (например, /4, 6, 7/), однако это влечет значительное усложнение аппаратуры первичной обработки радиолокационных сигналов. В данной работе исследуется восстановление интенсивности сигнала и его доплеровских моментов спектра до дальностей, превышающих R_m , используя измерения интенсивностей и моментов спектра для полностью когерентного излучения на двух ЧПИ.

Восстановление интенсивности сигнала

При зондировании метеообъектов попеременно на двух ЧПИ на каждой из них измеряются интенсивность сигнала в зависимости от расстояния, а также моменты доплеровского спектра до максимальных дальностей наблюдения R_{m1} и R_{m2} . Покажем, что используя эти измерения, можно

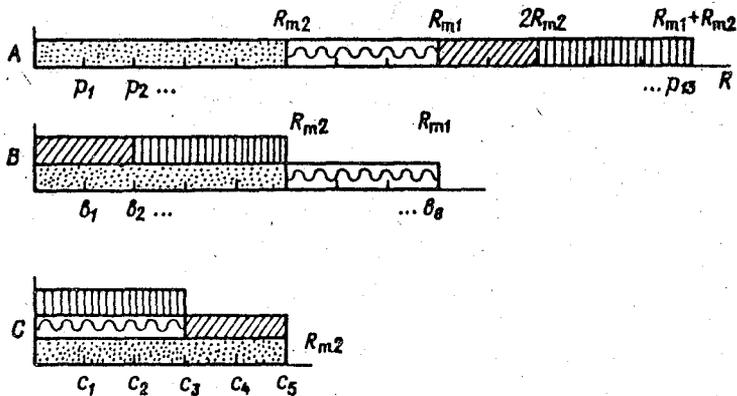


Рис. 1. Наложение интервалов отражения радиолокационного сигнала.

восстановить интенсивность и спектральные моменты до дальности $R_{m1} + R_{m2}$. Будет рассматривать самый общий случай, когда на всем луче зондирования до дальности $R_{m1} + R_{m2}$ есть отражения, которые дают наложение сигналов при работе на каждой из ЧПИ. На рис. 1 схематически представлены интервалы дальности, дающие наложения сигналов. Ось А — истинное распределение интервалов, формирующих отраженный сигнал. Ось В — распределение интервалов при работе на меньшей ЧПИ, ось С — то же при работе на большей ЧПИ. Для различения интервалов при наложении они помечены точками, волнистой линией, прямой и наклонной штриховками. Из рисунка видно, что на оси В имеются только двойные наложения, тогда как на оси С — еще и тройные. Необходимо по измерениям мощностей на осях В и С до дальностей R_{m1} и R_{m2} соответственно восстановить распределение мощности сигнала на оси А до дальности $R_{m1} + R_{m2}$.

Разобьем оси дальностей на интервалы пространственного разрешения так, что в пределах каждого такого интервала мощность сигнала постоянна. Будем называть этот интервал бином, как он называется в зарубежной литературе. Протяженность бина определяется шириной полосы приемника ДМРЛ и обычно составляет 50–200 м. На рис. 1 для простоты показано небольшое число бинов. Количество бинов на осях А, В и С обозначим соответственно числами N , M и K ($N = K + M$) и пусть b_i и c_i — мощности сигналов, измеренные в i -м бине на осях В и С соответственно, а p_i — истинная мощность сигнала в этом бине. Нетрудно записать систему уравнений, выражающих сложение интенсивностей сигналов (см. рис. 1):

$$\left\{ \begin{array}{ll} b_i = P_i + P_{i+M}, & 1 \leq i \leq K, \\ b_i = P_i, & K + 1 \leq i \leq M, \\ c_i = P_i + P_{i+K} + P_{i+2K}, & 1 \leq i \leq M - K, \\ c_i = P_i + P_{i+K}, & M - K + 1 \leq i \leq K. \end{array} \right. \quad (1)$$

Это система $M + K$ уравнений с таким же числом неизвестных P_i . Суммируя первые две группы равенств (1), а также вторые две группы, получим

$$\sum_{i=1}^M b_i = \sum_{i=1}^K c_i = \sum_{i=1}^{M+K} P_i \quad (2)$$

Это равенство выражает перераспределение мощностей сигналов на осях В и С. Следовательно, в системе (1) есть зависимое соотношение; число неизвестных на единицу больше числа уравнений и эта система неопределенна.

Чтобы система (1) была разрешима, нужно уменьшить число неизвестных: положим $P_{K+M} = 0$, т. е. примем, что в последнем бине нет отражения. Это означает, что восстановить интенсивность сигнала можно не в $K + M$ числе бинов, а на единицу меньше. Однако, поскольку $K + M \gg 1$, то можно говорить о восстановлении интенсивности до дальности $R_{m1} + R_{m2}$, при этом действительная дальность восстановления меньше на один бин, т. е. на 50... 200 м. Анализ системы (1) показывает, что восстановление интенсивности возможно, когда числа K и $M - K$ не имеют общих делителей.

Из системы (1) следует алгоритм восстановления, реализуемый в реальном времени. Отмечаем, что на оси В на бинах с $i = K + 1, \dots, M$ нет наложения сигналов (волнистая линия на рис. 1). Поэтому для этих бинов восстановление заканчивается второй группой равенств в (1). Вычитая затем из мощности сигнала оси С в бинах с $i = 1, 2, \dots, M - K$ найденную мощность P_i при $i = K + 1, \dots, M$, приходим к тому, что на оси С останутся только двойные наложения сигналов (вычитание мощностей проводится в каждой паре бинов осей С и А в порядке их расположения на осях). Тогда система (1) сведется к следующей:

$$\begin{cases} b_i = P_i + P_{i+M}, & 1 \leq i \leq K, \\ c'_i = c_i - b_{i+K} = P_i + P_{i+2K}, & 1 \leq i \leq M - K, \\ c_i = P_i + P_{i+K}, & M - K + 1 \leq i \leq K. \end{cases} \quad (3)$$

Это система $2K$ уравнений для $2K - 1$ неизвестных P_i ($1 \leq i \leq K$, $M + 1 \leq i \leq M + K - 1$, $P_{K+M} = 0$), для которой также справедливо (2). Наложение интервалов, соответствующее (3) с нулевой мощностью в последнем бине показано на рис. 2, где интервал $i = K + 1, \dots, M - K$ уже восстановлен (волнистая черта отсутствует, на оси С только двойные наложения, некоторые c_i помечены штрихами). Систему (3) легко решать, начиная с уравнений, содержащих P_{K+M} (равную нулю). Чтобы не загромождать изложения, проследим восстановление по рис. 2. Прежде всего $P_6 = b_6$, $P_7 = b_7$, $P_8 = b_8$. Так как $P_{13} = 0$, то $P_5 = b_5$ и $P_3 = c'_3$. После этого находим P_{10} и P_{11} : $P_{10} = c_5 - P_5$, $P_{11} = b_3 - P_3$. Теперь находятся P_1 и P_2 : $P_1 = c'_1 - P_{11}$, $P_2 = b_2 - P_{10}$. Далее находим P_9 и P_{12} : $P_9 = b_1 - P_1$, $P_{12} = c'_2 - P_2$, и наконец, $P_4 = b_4 - P_{12} = c_4 - P_9$. Восстановление интенсивности

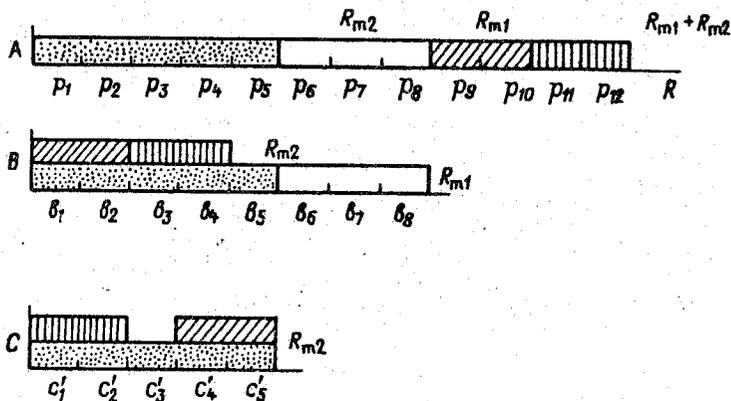


Рис. 2. Наложение интервалов после восстановления сигнала на дистанции $R_{m2} \dots R_{m1}$ и при отсутствии отражения в последнем бине.

закончено. Описанный алгоритм используют только вычитания мощностей и может реализовываться в темпе поступления радиолокационной информации.

Рассмотрен общий случай восстановления интенсивности сигнала до дальности $R_{m1} + R_{m2}$. Изложенный способ и алгоритм можно применять и в частотных случаях. Например, достаточно просто восстанавливается мощность сигнала до дальности $2R_{m2}$ ($R_{m2} < R_{m1}$), если считать, что отражения на больших расстояниях отсутствуют. Этот случай ввиду его простоты имеет практический интерес. Возможны и другие частные случаи описанного способа и алгоритма восстановления.

Восстановление моментов доплеровского спектра

При зондировании метеообъектов ДМРЛ измеряются наряду с мощностью отраженного сигнала также моменты его доплеровского спектра, причем наиболее важными являются первые два: средняя частота \bar{f} и дисперсия σ_f^2 :

$$\bar{f} = \frac{1}{P} \int f G(f) df, \quad \sigma_f^2 = \frac{1}{P} \int (f - \bar{f})^2 - G(f) df,$$

$$P = \int G(f) df, \quad (4)$$

где $G(f)$ — плотность доплеровского спектра, P — мощность сигнала, интегрирование ведется по всему спектру доплеровских частот. В оперативной работе ДМРЛ величины \bar{f} и σ_f^2 определяются по статистическим характеристикам квадратурных составляющих сигнала без разложения в спектр /2, 3, 4/. Эти моменты спектра измеряются для определения средней скорости движения рассеивателей и ширины спектра их скоростей.

Получим выражения для моментов доплеровского спектра при наложении

сигналов из разных дальностей. Пусть смешиваются два сигнала с плотностями доплеровского спектра $G_1(f)$ и $G_2(f)$, имеющими моменты спектра \bar{f}_1 , σ_{f1}^2 и \bar{f}_2 , σ_{f2}^2 соответственно. В силу некогерентности рассеяния на отдельных частицах для спектра суммарного сигнала можно записать

$$G(f) = G_1(f) + G_2(f). \quad (5)$$

Подставляя это выражение в (4), получим:

$$\begin{aligned} \bar{f} &= \frac{P_1}{P} \bar{f}_1 + \frac{P_2}{P} \bar{f}_2, & P &= P_1 + P_2, \\ \sigma_f^2 &= \frac{P_1}{P} \sigma_{f1}^2 + \frac{P_2}{P} \sigma_{f2}^2 + \frac{P_1 P_2}{P} (\bar{f}_1 - \bar{f}_2)^2. \end{aligned} \quad (6)$$

Эти формулы имеют ясный смысл. Первое в (6) выражает сложение моментов спектра с учетом вклада каждого сигнала в мощность отраженного излучения. Вторая формула — сложение энергий отраженного излучения, третья — выражает сложение дисперсий с весом мощности сигнала, причем последнее слагаемое — это дисперсия спектра сигнала, возникающая из-за различия средних скоростей рассеивателей в двух объемах, дающих смешанные сигналы.

Обозначая средние частоты спектра, измеренные в данном бине на двух ПИ, через \bar{u}_i и \bar{w}_i и используя первые два соотношения (6), запишем систему уравнений типа (1), связывающую измеряемые \bar{u}_i , \bar{w}_i и искомые \bar{f}_i первые моменты спектра:

$$\left\{ \begin{aligned} b_i \bar{u}_i &= P_i \bar{f}_i + P_{i+M} \bar{f}_{i+M}, & 1 \leq i \leq K, \\ \bar{u}_i &= \bar{f}_i, & K+1 \leq i \leq M, \\ c_i \bar{w}_i &= P_i \bar{f}_i + P_{i+K} \bar{f}_{i+K} + P_{i+2K} \bar{f}_{i+2K}, & 1 \leq i \leq M-K, \\ c_i \bar{w}_i &= P_i \bar{f}_i + P_{i+K} \bar{f}_{i+K}, & M-K+1 \leq i \leq K. \end{aligned} \right. \quad (7)$$

Для этой системы также записывается аналог равенства (2), в котором каждая мощность умножается на соответствующий первый момент спектра в данном бине. Поэтому для разрешимости (7) опять нужно принять отсутствие отражения в последнем бине ($P_{K+M} = 0$), т. е. восстановление первого момента спектра возможно не в $K+M$ числе бинов, а на единицу меньше. Система (7) обладает той особенностью по сравнению с (1), что нахождение возможно только после восстановления мощностей, т. е. решения системы 1) для P_i .

Так же, как и для системы (1), для (7) можно записать систему, аналогичную (3), и решать ее с помощью алгоритма, описанного ранее для решения (3). При этом решением системы будут величины $P_i \bar{f}_i$ ($1 \leq i \leq K + M - 1$). Для нахождения \bar{f}_i нужно воспользоваться полученным ранее решением системы (1).

Аналогично (7) можно записать систему уравнений для определения дисперсии доплеровского спектра σ_{fi}^2 в $K + M - 1$ числе бинов. Используя третье равенство (6), запишем лишь первую группу уравнений этой системы для неизвестных σ_{fi}^2 , если на двух ЧПИ измеряются величины дисперсий σ_{ui}^2 и σ_{wi}^2 :

$$\begin{cases} b_i \sigma_{ui}^2 = P_i \sigma_{fi}^2 + P_{i+M} \sigma_{fi+M}^2 + P_i P_{i+M} (\bar{f}_i - \bar{f}_{i+M})^2, \\ \dots \end{cases} \quad 1 \leq i \leq M.$$

Решение последней системы находится так же, как и решения систем (1) и (6). Отметим, что восстановление дисперсий спектра в $K + M - 1$ числе бинов возможно лишь после того, как восстановлены мощность сигнала и его первый момент, т. е. решены системы (1) и (7). Аналогично могут быть записаны системы уравнений для определения более высоких моментов доплеровского спектра. Решение такой системы для n -го момента спектра можно получить лишь после определения всех предыдущих моментов спектра и мощности сигнала в $K + M - 1$ числе бинов.

ВЫВОДЫ

Для доплеровского радиолокатора, работающего попеременно на двух ЧПИ, определяющих максимальные дальности наблюдения R_{m1} и R_{m2} , можно восстановить мощность отраженного сигнала до дальности $R_{m1} + R_{m2}$. Такое восстановление можно построить на простом алгоритме, использующем только вычитание мощностей сигналов, измеренных на двух ЧПИ. До той же дальности восстанавливаются и моменты доплеровского спектра отраженного сигнала. При этом восстановление n -го момента можно провести лишь после восстановления всех предыдущих спектральных моментов, включая нулевой (мощность сигнала). Соответствующие уравнения содержат операции умножения и деления, поэтому точность получаемых величин в значительной степени будет зависеть от статистической неопределенности оценок измеряемых моментов спектра.

Отметим еще и ту особенность восстановления интенсивности сигнала, что оно оперирует с величинами, пропорциональными мощности отраженного сигнала. Восстановление ведется в канале интенсивности, который в метеорологических радиолокаторах обычно имеет логарифмическую шкалу для перекрытия большого динамического диапазона мощности отраженного метеобъектом сигнала. Поэтому в этом случае до процедуры восстановления нужно перевести измеренные интенсивности в величины, пропорциональные

мощности (провести антилогарифмирование сигнала). Этот перевод можно совершать таблично, что не приведет к значительному увеличению времени обработки данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Довиак Р. Д., Зрнич Д. С., Сирманс Д. С. Метеорологические доплеровские радиолокационные станции. — ТИИЭР, 1979, т. 67, № 11, с. 63–102.
2. Мельник Ю. А. и др. Аппаратурный автоматизированный комплекс для сбора и обработки информации метеорологического доплеровского радиолокатора/ О. А. Мельник, В. М. Мельников, А. В. Рыжков и др. — Труды 7-го Всесоюзного совещания по радиометеорологии. — М.: Гидрометеониздат, 1986, с. 50.
3. Doviak R., Zrnic D. Doppler Radars and Weather Observations. — New York, Academic Press, 1984.
4. Zrnic D., Mahapatra P. Two methods of ambiguity resolution in pulsed Doppler weather radars. — IEEE Trans. AES, v. 21, 1985, N 4, p. 470–483.
5. Persson O. PROMIS Reports. — 1987, N 6, p. 3–37.
6. Laird B. G. On ambiguity resolution by random phase processing. Preprints 20th Conf. on Radar Meteorology. — Boston, 1981, p. 327–331.
7. Siggia A. Processing phase-coded radar signals with adaptive digital filters. — Preprints 21st Conf. on Radar Meteorology. — Boston, 1983, p. 167–172.

О ВОЗМОЖНОМ ВЛИЯНИИ СИЛЬНЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В КУЧЕВО-ДОЖДЕВЫХ ОБЛАКАХ НА ПРОСТРАНСТВЕННУЮ ОРИЕНТАЦИЮ НЕСФЕРИЧЕСКИХ ГИДРОМЕТЕОРОВ

Статистическая модель [2] грозового облака в стадии зрелости показывает, что в нем существуют объемные заряды порядка 10–13 Кл, которые обеспечивают критическую напряженность электрического поля до 10^6 В/м. Можно предположить, что под действием сильного электрического поля несферические частицы облаков и осадков ориентируются в пространстве определенным образом, так, что больший размер оказывается в вертикальной плоскости. Такая преимущественная ориентация частиц должна сохраниться до начала возникновения разряда в облаке. В момент разряда происходит резкое уменьшение напряженности электрического поля, что приводит к изменению ориентации облачных частиц таким образом, что больший размер оказывается в горизонтальной плоскости. Причем на преимущественную горизонтальную ориентацию оказывают основное влияние сила тяжести и аэродинамическое сопротивление воздушной среды. Изменение ориентации частиц в момент грозового разряда приводит к изменению поляризационных параметров радиолокационного сигнала. Как показано в работе [3], изменение деполяризации при грозовом разряде составляло 20 дБ, а максимальное затухание совпадающих по поляризации сигналов составляло 2 дБ.

Особенностью рассматриваемого процесса является то, что при изменении напряженности электрического поля от E_{\min} до E_{\max} , наведенные полем ориентации облачных частиц могут принимать любое направление в плоскости наблюдения.

Ориентация частиц в грозовом облаке непосредственно связана с его электрическими свойствами. Поэтому она может быть мерой его грозовой активности.

В связи с тем, что изменение ориентации частицы связано с изменением электрического момента, необходимо определить его значение, при котором частица может поворачиваться в пространстве вокруг центра массы. В данной работе приводятся результаты численных экспериментов по изучению влияния физических свойств частиц кучево-дождевых облаков на величину вращающего момента. Частицы кучево-дождевых облаков, имеющие различную форму и фазовые состояния, можно рассматривать как электрические диполи, помещенные в электрическое поле. На каждую такую частицу действуют силы электрического поля. Если поле однородно, то результирующая сила равна нулю, поскольку силы, действующие на отрицательный и положительный заряды диполя, равны по абсолютной величине и противоположны по направлению. Момент сил электрического поля в облаке стремится повернуть на ось частицы в направлении поля. При этом существуют два положения равновесия частицы. Первое положение равновесия будет тогда, когда диполь параллелен электрическому полю; второе — когда он антипараллелен ему. Первое положение устойчиво, второе — неустойчиво.

Система же частиц в кучево-дождевом облаке равносильна нейтральной системе точечных зарядов, занимающей некоторый объем. В первом приближении такая система ведет себя как точечный диполь с дипольным моментом

$$P = \Sigma P_i. \quad (1)$$

Так как кучево-дождевые облака состоят из частиц произвольной формы, то их обычно аппроксимируют эллипсоидами вращения. Плоские кристаллические пластинки и звездочки — симметричными эллипсоидами, столбики — вытянутыми. Причем две оси эллипсоида будут равными, а третья ось — переменная. В общем случае частицы кучево-дождевых облаков имеют форму, близкую к форме двухосного симметричного или вытянутого эллипсоида вращения. Вдоль каждой из осей эллипсоида с диэлектрической проницаемостью будет существовать дипольный момент. Составляющие дипольные моменты вдоль осей эллипсоида могут быть вычислены по известным формулам:

$$P_a = \frac{abc}{3} \frac{\epsilon - 1}{1 + (\epsilon - 1)n_a} E_a, \quad (2)$$

$$P_b = \frac{abc}{3} \frac{\epsilon - 1}{1 + (\epsilon - 1)n_b} E_b,$$

$$P_c = \frac{abc}{3} \frac{\epsilon - 1}{1 + (\epsilon - 1)n_c} E_c,$$

где a, b, c — полуоси эллипсоида вращения; n_a, n_b, n_c — коэффициенты, зависящие от формы частицы и определяющиеся выражениями

$$n_a = \frac{abc}{2} \int_0^\infty \frac{dS}{(S + a^2) R_S},$$

$$n_b = \frac{abc}{3} \int_0^\infty \frac{dS}{(S + b^2) R_S}, \quad (3)$$

$$n_c = \frac{abc}{3} \int_0^\infty \frac{dS}{(S + c^2) R_S}.$$

Причем, если $a > b > c$, то $n_a > n_b > n_c$, но при любых значениях полуосей имеет место тождество:

$$n_a + n_b + n_c \quad (4)$$

В случае вытянутого эллипсоида вращения с эксцентриситетом $e = \sqrt{1 - (a^2/b^2)}$ и полуосями $a > b = c$, первый эллиптический интеграл равен:

$$n_a = \frac{1-e^2}{2-e^2} \left(\ln \frac{1+e}{1-e} - 2e \right), \quad (5)$$

а второй и третий определяются соответственно:

$$n_b = n_c = \frac{1}{2} - \frac{1}{2} n_a \quad (6)$$

Для симметричного эллипсоида вращения с эксцентриситетом $e = \sqrt{1 - (c^2/a^2)}$ и полуосями $a = b > c$ эллиптические интегралы соответственно равны

$$n_c = \frac{1}{e^2} \left(1 - \sqrt{\frac{1-e^2}{e^2}} \arcsin e \right), \quad (7)$$

$$n_a = n_b = \frac{1}{2} - \frac{1}{2} n_c, \quad (8)$$

где E — напряженность электрического поля.

Изменение ориентации частиц в кучево-дождевых облаках происходит под действием вращающих моментов, которые связаны с дипольными моментами и напряженностью электрического поля. Если известны дипольные моменты и напряженности электрического поля, то могут быть определены вращающие моменты для частиц определенной формы, размера, ориентации и фазового состояния по следующей формуле:

$$M = PE \sin \alpha, \quad (9)$$

где α — угол ориентации частицы относительно электрического поля. Расчет дипольных моментов нами был проведен по формуле (2) при напряженности электрического поля $10^4 \dots 10^6$ В/м для $\epsilon = 81$ и фактора формы $\rho = 0,1 \dots 5,0$ и для $\epsilon = 3$ и фактора формы $\rho = 0,1 \dots 10$. Результаты расчетов дипольных моментов по двум осям эллипсоида для $\epsilon = 81$ и фактора формы $\rho = 0,1 \dots 5,0$ для радиусов частиц 0,1, 0,3, 0,7 см приведены в табл. 1-3, а для $\epsilon = 3$, $\rho = 0,1 \dots 10$ и $r = 0,7$ см — в табл. 4. Из табл. 1-4 видно, что наименьшим дипольным моментом обладают частицы сферической формы. С ростом несферичности частицы растет и дипольный момент. Тенденция возрастания величины дипольного момента обнаруживается и с возрастанием напряженности электрического поля.

Значения дипольных моментов ($P \cdot 10^{-3}$) для частиц с $r = 0,1$ см, $\epsilon = 81$

ρ	E В/м																	
	$1 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^4$	$7,5 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^5$	$7,5 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^6$									
0,10	0,098	0,0065	0,245	0,016	0,490	0,033	0,735	0,049	0,980	0,065	2,45	0,16	4,90	0,33	7,35	0,49	9,80	0,65
0,20	0,027	0,0069	0,068	0,017	0,135	0,035	0,203	0,052	0,270	0,069	0,68	0,17	1,35	0,35	2,03	0,52	2,70	0,69
0,40	0,022	0,0075	0,055	0,019	0,110	0,038	0,165	0,056	0,220	0,075	0,55	0,19	1,10	0,38	1,65	0,56	2,20	0,75
0,60	0,015	0,0082	0,037	0,021	0,075	0,041	0,113	0,062	0,150	0,082	0,37	0,21	0,75	0,41	1,13	0,62	1,50	0,82
0,80	0,011	0,0090	0,028	0,022	0,055	0,045	0,083	0,068	0,110	0,090	0,28	0,22	0,55	0,45	0,83	0,68	1,10	0,90
1,00	0,0096	0,0096	0,024	0,024	0,048	0,048	0,072	0,072	0,096	0,096	0,24	0,24	0,48	0,48	0,72	0,72	0,96	0,96
1,67	0,007	0,0120	0,018	0,030	0,035	0,060	0,053	0,090	0,070	0,120	0,18	0,30	0,35	0,60	0,53	0,90	0,70	1,20
2,50	0,006	0,0150	0,015	0,038	0,030	0,075	0,045	0,113	0,060	0,150	0,15	0,38	0,30	0,75	0,45	1,13	0,60	1,50
5,00	0,004	0,0270	0,010	0,068	0,020	0,135	0,030	0,203	0,040	0,270	0,10	0,68	0,20	1,35	0,30	2,03	0,40	2,70

Таблица 2

Значения дипольных моментов ($P \cdot 10^{-3}$) для частиц с $r = 0,3$ см, $\epsilon = 81$

ЕВ/м

ρ	$1 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^4$	$7,5 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^5$	$7,5 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^6$									
0,10	2,66	0,18	6,64	0,44	13,28	0,88	19,91	1,31	26,55	1,75	66,38	4,38	132,75	8,75	199,13	13,13	265,50	17,50
0,20	0,73	0,19	1,84	0,46	3,76	0,93	5,51	1,39	7,34	1,86	18,35	4,65	36,70	9,30	55,05	13,95	73,40	18,60
0,40	0,59	0,20	1,47	0,51	2,93	1,02	4,39	1,52	5,86	2,03	14,65	5,08	29,30	10,15	43,95	15,23	58,60	20,30
0,60	0,41	0,22	1,02	0,55	2,03	1,10	3,05	1,65	4,06	2,20	10,15	5,50	20,30	11,00	30,45	16,50	40,60	22,60
0,80	0,30	0,24	0,75	0,61	1,49	1,22	2,24	1,82	2,99	2,43	7,48	6,08	14,95	12,15	22,43	18,23	29,90	24,30
1,00	0,26	0,26	0,65	0,65	1,30	1,30	1,95	1,95	2,60	2,60	6,51	6,51	13,01	13,01	19,52	19,52	26,02	26,02
1,67	0,18	0,32	0,46	0,81	0,91	1,62	1,37	2,42	1,82	3,23	4,55	8,08	9,10	16,15	13,65	24,23	18,20	32,30
2,50	0,15	0,41	0,38	1,02	0,76	2,03	1,13	3,05	1,51	4,06	3,78	10,15	7,55	20,30	11,33	30,45	15,10	40,60
5,00	0,12	0,72	0,29	1,80	0,59	3,61	0,88	5,41	1,17	7,21	2,93	18,03	5,8	36,10	8,78	54,10	11,70	72,10

Значение дипольных моментов ($P \cdot 10^{-3}$) для частиц с $r = 0,7$ см, $\epsilon = 81$

ρ	Е В/м																	
	$1 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^4$	$7,5 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^5$	$7,5 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^6$									
0,10	33,72	2,23	84,3	5,56	168,6	11,1	252,9	16,7	337,2	22,3	843,0	55,6	1686,1	111,3	2529,1	166,9	3372,1	222,5
0,20	9,32	2,37	23,31	5,92	46,6	11,8	69,9	17,7	93,2	23,7	233,1	59,2	466,2	118,4	699,2	177,5	932,3	236,7
0,40	7,44	2,58	18,6	6,45	37,2	12,9	55,8	19,3	74,4	25,8	185,9	64,5	371,9	128,9	557,9	193,4	743,9	257,9
0,60	5,16	2,80	12,9	7,00	25,8	14,0	38,7	21,0	51,6	28,0	128,9	70,0	257,9	140,0	386,8	210,0	515,7	280,0
0,80	3,80	3,09	9,5	7,73	19,0	15,5	28,5	23,2	38,0	30,9	95,1	77,3	190,1	154,6	285,2	231,8	380,2	309,1
1,00	3,31	3,31	8,2	8,27	16,5	16,5	24,8	24,8	33,1	33,1	82,7	82,7	165,3	165,3	248,0	248,0	330,6	330,6
1,67	2,31	4,10	5,8	10,25	11,6	20,5	17,4	30,7	23,1	40,9	57,8	102,5	115,7	204,9	173,6	307,4	231,4	409,9
2,50	1,92	5,16	4,8	12,89	9,6	25,8	14,4	38,7	19,2	51,6	47,9	128,9	95,9	257,9	143,9	386,8	191,8	515,7
5,00	1,49	9,16	3,7	22,89	7,4	45,8	11,2	68,7	14,9	91,6	37,2	228,9	74,4	457,9	111,6	686,8	148,8	915,8

Таблица 4

Значения дипольных моментов ($P \cdot 10^{-3}$) для частиц $\sigma r = 0,7$ см, $\epsilon = 3$

E В/м

ρ	E В/м																	
	$1 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^4$	$7,5 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^5$	$7,5 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^6$									
0,1	2,19	5,48	2,88	10,95	5,75	16,43	8,63	21,9	11,5	54,8	28,8	109,5	57,5	164,3	86,3	219,0	115	
0,2	1,99	1,18	4,98	2,95	9,95	5,90	14,93	8,85	19,9	11,8	49,8	29,5	99,5	59,0	149,3	88,5	199,0	118
0,4	1,78	1,22	4,45	3,05	8,90	6,10	13,35	9,15	17,8	12,2	44,5	30,5	89,0	61,0	133,5	91,5	178,0	122
0,6	1,60	1,27	4,00	3,18	8,00	6,35	12,00	9,53	16,0	12,7	40,0	31,8	80,0	63,5	120,0	95,3	160,0	127
0,8	1,44	1,33	3,60	3,33	7,20	6,65	10,80	9,98	14,4	13,3	36,0	33,3	72,0	66,5	108,0	99,8	144,0	133
1,0	1,37	1,37	3,43	3,43	6,85	6,85	10,28	10,28	13,7	13,7	34,3	34,3	68,5	68,5	102,8	102,8	137,0	137
2,5	1,06	1,60	2,65	4,00	5,30	8,00	7,95	12,00	10,6	16,0	26,5	40,0	53,0	80,0	79,5	120,0	106,0	160
5,0	0,90	1,82	2,25	4,55	4,50	9,10	6,75	13,65	9,0	18,2	22,5	45,5	45,0	91,0	67,5	136,5	90,0	182
10	0,84	2,00	2,10	5,00	4,20	10,00	6,30	15,00	8,4	20,0	21,0	50,0	42,0	100	63,0	150,0	84,0	200

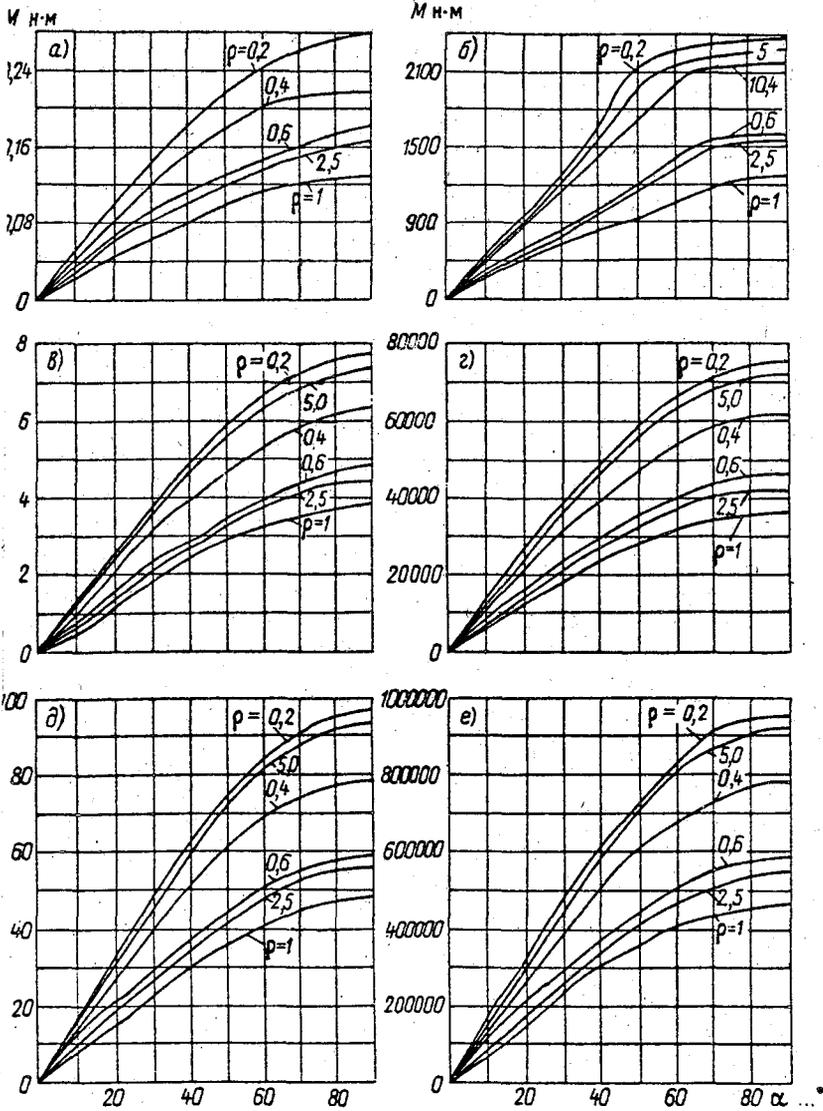


Рис. 1. Зависимость вращающего момента для эллипсоидальных гидрометров $r = 0,1$ см и напряженности электрического поля $E = 1 \cdot 10^4$ В/м при разных значениях фактора формы ρ и угла α .

	а	б	в	г	д	е
r см	0,1	0,1	0,3	0,3	0,7	0,7
E В/м	10^4	10^6	10^4	10^6	10^4	10^6

Полученные значения дипольных моментов явились основой для вычисления вращающих моментов. Расчеты вращающих моментов выполнены для частиц с радиусами $r = 0,1 \dots 0,7$ см, и фактором формы $\rho = 0,1 \dots 1,0$ для $\epsilon = 81$.

На рис. 1 в качестве примера для тех же значений r приведены вычисленные зависимости вращающих моментов от угла наклона частицы к вектору электрического поля и фактора формы для напряженности электрического поля $E = 10^4 \dots 10^6$ В/м. Из рисунков следует, что значение вращающего момента растет при изменении формы частицы, ее радиуса, угла ориентации и напряженности электрического поля в кучево-дождевом облаке.

Наибольший вращающий момент $M = 1 \cdot 10^6$ н/м соответствует напряженности электрического поля $E = 10^6$ В/м и радиусу частиц $r = 0,7$ см. При этом изменение напряженности электрического поля кучево-дождевого облака в 100 раз приводит к изменению вращающего момента в 10^6 раз.

Такой величины вращающего момента, по-видимому, достаточно для обеспечения преимущественно вертикальной ориентации частиц грозового облака в стадии его зрелости.

Результаты выполненных численных экспериментов по исследованию дипольных и вращающих моментов гидрометеоров свидетельствуют о возможности использовать поляризационные свойства облаков для распознавания грозовых облаков среди других форм облачности.

Известно, что поляризационные свойства облаков и осадков определяются их формой, размером, ориентацией и фазовым состоянием.

При облучении кучево-дождевых облаков электромагнитной волной фиксированной поляризации, отраженная волна будет с изменяющимися поляризационными параметрами. Путем анализа поляризационных свойств сигналов и радиолокационных целей, которыми являются кучево-дождевые облака, можно определить их электрофизические параметры.

В настоящее время для обнаружения и распознавания грозовых облаков широкое применение получили метеорологические радиолокационные станции сантиметрового диапазона. С помощью МРЛ, входящих в систему штормовых оповещений, по характеристикам эхосигналов от гидрометеоров можно косвенным образом распознавать грозовые облака с вероятностью 80–85 % [1].

Находят также широкое применение грозорегистраторы и грозопеленгаторы, которые принимают собственное излучение ионизированных каналов молний. С помощью этих приборов получают информацию о числе грозовых разрядов, токе молний, их координатах.

Для решения исследовательских задач в конце шестидесятых годов стали применяться одновременно МРЛ и РЛС метрового и дециметрового диапазонов радиоволн [1]. Последние радиолокаторы уверенно фиксируют эхосигналы грозовых разрядов и достаточно точно определяют их местоположение.

Эффективность применения МРЛ для распознавания грозовых облаков можно повысить, если использовать поляризационные свойства этих облаков и технические возможности радиолокационных поляриметров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Корбан В. Х., Павлов Н. Ф., Степаненко В. Д. Радиолокационное исследование дождевых и градовых облаков амплитудно-дифференциальным методом. — В кн.: Радиолокационная метеорология. — Л.: Гидрометеиздат, 1987. 79 с.
2. Степаненко В. Д., Гальперин С. М. Радиотехнические методы исследования гроз. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. 203 с.
3. D. C. Cox., M. W. Atplid. Observations of rapid changes in the orientation and degree of alignment of ice particles along and earth — space radio propagation path.— Geophys. Oceans and Atmos., 1979, vol. 84. pp. 5003—5010.

СОДЕРЖАНИЕ

А. Г. Горелик, Ю. А. Фролов, Г. Г. Шукин, В. Ф. Логунов, А. С. Новокрещенова, Н. Д. Попова, Т. А. Точилкина, О. П. Шишков. Микроволновые методы влажностного зондирования атмосферы.	4
В. И. Банников, С. М. Гальперин, Ю. П. Михайловский, В. И. Фролов. Регистрация ЭМИ облаков наземными РТС одновременно с измерением напряженности поля на борту самолета	1
В. Н. Стасенко, С. М. Гальперин. Распределение грозовой активности в фронтальных облаках по радиолокационным данным	2
Е. Л. Лебедева. Интегральное влагосодержание как характеристика взаимодействия океана и атмосферы в районе Ньюфаундлендской энергоактивной зоны	3
У. Ури, П. Тамбет, В. А. Кашевар, Ю. В. Рыбаков, Е. М. Шульгина, Г. Г. Шукин. Использование СВЧ-радиометрии при оценке мелиоративного состояния осушенных земель (на примере экспериментов в Эстонской ССР)	4
Ю. В. Рыбаков, Е. М. Шульгина. Возможность восстановления влажности почв полей с растительным покровом по данным СВЧ-радиометрии.	5
Д. Е. Гордейчик, Ю. П. Соколов. Использование активно-пассивных РЛС для дистанционного зондирования ледяных покровов (аналитический обзор)	5
В. В. Фалин, Р. В. Первущин, Г. Г. Шукин, С. П. Гинеотис, В. А. Николаев, Д. Б. Канарейкин. Бортовая пассивно-активная радиолокационная станция	6
А. И. Ляшко, С. А. Маланичев, И. А. Тарабукин. Автоматизированный пассивно-активный радиолокационный комплекс.	6
Г. Д. Горобьев. Алгоритмы сбора, обработки и представления активно-пассивной радиолокационной метеорологической информации для оценки водозапаса и влажности облаков	71
А. И. Ляшко, Н. Ф. Михайлов, П. В. Смышляев, А. А. Федоров, Г. Ф. Шеваля, Г. Г. Шукин. Построение аппаратуры калибровки антенно-волноводного тракта и ветрозащитного укрытия МРЛ с использованием серийно выпускаемых приборов	83
А. В. Рыжков. Особенности обратного рассеяния морской поверхностью за горизонтом	87
С. Ю. Матросов. Матричные характеристики радиолокационного рассеяния жидкокапельных облаков и осадков.	96
С. Ю. Матросов, Г. Г. Шукин. Оценка степени поляризации радиотеплового излучения облаков, дающих осадки.	100
В. А. Потехин, В. Е. Алексеев, С. С. Дервянченков, И. В. Любомиров, В. М. Мельников, Е. И. Нестеров, В. А. Сарычев, А. И. Степанов. Оценка эффективности поляризационной селекции метеообразований в РЛС с круговой поляризацией.	103
В. Б. Журавлев, А. В. Рыжков. Некоторые результаты измерения дифференциальной отражаемости метеообъектов	107
А. В. Рыжков. Поляризационная селекция в доплеровских метеорологических РЛС.	118
С. Г. Мотайло, А. В. Рыжков, А. Е. Флягин. Спектрально-ковариационный метод подавления отражений от местных предметов в доплеровских метеорологических РЛС.	125
С. Г. Мотайло, А. Е. Флягин. Сравнение двух методов устранения неоднозначности измерения средней доплеровской частоты сигнала в импульсно-когерентной МРЛ	133
В. Ю. Жуков. К вопросу об информативности ширины спектра эхосигнала метеоцели.	137
Ю. А. Аношкин, В. Ю. Мельников. Некоторые результаты экспериментального исследования спектральных характеристик природных объектов самолетами РЛС.	142
В. М. Мельников. Восстановление данных метеорологического доплеровского радиолокатора	147

В. Х. Корбан, В. Д. Степаненко. О возможном влиянии сильных электрических полей в кучево-дождевых облаках на пространственную ориентацию несферических гидрометеоров. 154

Сборник научных трудов

Труды ГГО
Вып. 535

**МЕТОДЫ АКТИВНОЙ И ПАССИВНОЙ
РАДИОЛОКАЦИИ В МЕТЕОРОЛОГИИ**

Редактор Н. Л. Гашина. Технический редактор Н. А. Захарова.
Корректор И. Б. Михайлова.

Набрано в издательстве на типо-тайпере.

Подписано в печать 30.04.91. Формат 60 x 90/16. Бумага книжно-журнальная. Печать офсетная.

Печ. л. 11,0. Кр.-отт. 11,25. Уч.-изд. л. 11,25. Тираж 490 экз. Индекс МОЛ-109. Заказ 569

Цена 75 коп. Заказное.

Гидрометеиздат, 199226, Ленинград, В. О., ул. Беринга, 38.

ФООП ВНИИГМИ-МЦД, 249020, Обнинск, ул. Королева, 6.