

06
Т78

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ТРУДЫ ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА
ВЫПУСК 173

ВОПРОСЫ РАДИОМЕТЕОРОЛОГИИ

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук
Е. М. САЛЬМАНА

012461

БИБЛИОТЕКА
ГЕОФИЗИЧЕСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
УПРАВЛЕНИЯ



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1965

21

АННОТАЦИЯ

Сборник посвящен вопросам радиолокационных методов исследования облаков и облачных полей, а также вопросам изучения природы радиолокационных отражений при безоблачном небе.

Основное направление публикуемых в сборнике работ — оценка эффективности радиолокационных методов и нахождение устойчивых связей между радиолокационными и физическими характеристиками облаков, облачных полей и диэлектрических неоднородностей атмосферы.

Сборник рассчитан на научных работников метеорологов и синоптиков, занимающихся вопросами радиолокационной метеорологии, а также аспирантов и студентов старших курсов гидрометинститутов.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ И ОБЕСПЕЧЕННОСТЬ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ОБНАРУЖЕНИЙ ОБЛАКОВ, НЕ ДАЮЩИХ ОСАДКОВ

В статье дается определение эффективности и обеспеченности обнаружения облаков, приводятся экспериментальные данные по обнаружению различных форм облаков с помощью метеорологической радиолокационной станции и рассматривается методика проведения радиолокационных наблюдений за облаками.

В последнее время метеорологические радиолокационные станции (МРЛС) все чаще применяются для анализа метеорологической обстановки и обеспечения безопасности полетов. Повышение потенциала этих станций позволяет обнаруживать все большее количество метеорологических объектов. Важнейшими характеристиками обнаружения метеорологического объекта какой-либо МРЛС являются эффективность и обеспеченность его обнаружения. Цель настоящей работы состоит в оценке метеорологической эффективности и обеспеченности обнаружения облаков, из которых не выпадают осадки.

Оценка эффективности обнаружения облаков с осадками была произведена ранее в работе [1]. Следуя принятой в этой работе терминологии, можно отметить, что под метеорологической эффективностью обнаружения облаков, не дающих осадков, следует понимать вероятность обнаружения этих облаков в заданном радиусе действия МРЛС.

Под обеспеченностью обнаружения следует понимать зависимость вероятности обнаружения от расстояния. Вероятность обнаружения какой-либо формы облаков определяется в первую очередь совокупностью значений интенсивности радиоэхо (или совокупностью значений соотношения сигнал—шум), которые могут быть получены при наблюдениях. Интенсивность радиоэхо определяется основным уравнением радиолокации метеорологических целей [2]

$$\frac{P_r}{P_{ш}} = \Pi_m \frac{Z}{R^2} \kappa \varphi, \quad (1)$$

где P_r — мощность сигнала, $P_{ш}$ — чувствительность приемника, Π_m — метеорологический потенциал, φ — коэффициент заполнения луча аэрозольями, κ — коэффициент ослабления, R — расстояние до облачности, Z — отражаемость облачности.

Из уравнения (1) видно, что повышение метеорологического потенциала станции приводит к повышению интенсивности принимаемого сигнала (при неизменной величине Z), что в свою очередь позволяет

с большей вероятностью обнаружить объекты с малыми отражаемостями и, следовательно, повышает эффективность обнаружения.

Ясно также, что, чем больше величина потенциала, тем на большем расстоянии могут быть обнаружены облака. Следовательно, и обеспеченность обнаружения зависит от потенциала. Последний может быть определен через параметры радиолокатора

$$P_m = \frac{0,1k\Pi^6 P_t A_p h}{\lambda^4 P_{ш}}, \quad (2)$$

где P_t — мощность передатчика, A_p — апертура антенны, h — пространственная длительность импульса, λ — длина волны, k — коэффициент, учитывающий затухание в волноводном тракте и влияние боковых лепестков.

Обычно P_m определяется с ошибкой в несколько дБ, а κ и φ в (1) не могут быть точно рассчитаны теоретически для каждого конкретного случая. Величина Z даже для одной и той же формы облачности без осадков может иметь разброс на 2—3 порядка. Поэтому величина $\frac{P_r}{P_{ш}}$, рассчитанная теоретически, недостаточно точно характеризует эффективность МРЛС.

Из вышесказанного ясно, что эффективность и обеспеченность обнаружения наиболее точно могут быть определены только экспериментально, путем проведения параллельных радиолокационных и метеорологических наблюдений.

Наблюдения такого рода проводились в течение двух летних сезонов 1962 и 1963 гг. Необходимо отметить, что экспериментально полученная характеристика эффективности — эмпирическая вероятность обнаружения различных форм облаков (или средний процент обнаружения) — существенным образом зависит от методики наблюдений. Для наблюдения за облаками в течение ряда лет применялась в основном методика вертикального зондирования. Накопленный опыт вертикального зондирования был использован при наблюдениях 1962 г. При обработке данных выяснилось, что вероятность обнаружения облачности в режиме вертикального зондирования (особенно для Си) мала вследствие малой вероятности попадания облаков в зону облучения.

Вероятность обнаружения облачности при вертикальном зондировании может быть выражена следующим образом:

$$P = \frac{S_0}{S_n} = 0,1B, \quad (3)$$

где P — вероятность обнаружения облачности в режиме вертикального зондирования, S_0 — площадь, занимаемая облаками, S_n — площадь «видимого» небосвода, B — степень покрытия небосвода в баллах.

Из выражения (3) видно, что при небольших степенях покрытия неба облаками (1—3 балла) вероятность обнаружения облачности мала и составляет 0,1—0,3.

При наблюдениях 1963 г. использовалась методика полного обзора небосвода. По этой методике вероятность обнаружения облачности не зависит от степени покрытия неба и при достаточно высоком потенциале МРЛС всегда равна единице.

Радиолокационные наблюдения за облачностью производились в начале каждого часа синхронно с метеорологическими наблюдениями, которые велись наблюдателями МРЛС и сетью метеостанций в радиусе действия МРЛС.

За каждый час метеостанции давали следующие данные:

- 1) степень покрытия неба облаками;
- 2) количество облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов;
- 3) тип облаков по ярусам;
- 4) наличие осадков, гроз и время их существования.

Для обзора небосвода использовались два метода:

- 1) метод вертикальных разрезов;
- 2) метод горизонтальных обзоров.

Вертикальные разрезы облачности производились по всему горизонту через 30° . Этот метод, помимо данных для определения эффективности, позволил получить сведения о типе поля облачности, его вертикальной и горизонтальной структуре, а также данные о значениях верхней и нижней кромок, которые непосредственно отсчитываются по шкале индикатора дальность — высота (ИДВ). Метод очень нагляден и удобен для получения фотодокументации об облачности, так как каждый разрез фиксируется на ИДВ.

Недостатком этого метода является сравнительно большое время, необходимое для наблюдения. Так, при изменении после каждого сканирования азимута антенны на ширину диаграммы направленности для полного просмотра небосвода необходимо около 1,5 часа.

Горизонтальные обзоры небосвода производились так, чтобы можно было получить подробные разрезы облачности по всей ее высоте. Для обзора всего горизонта этим методом необходимо время около 20 мин.

Таким образом, время полного обзора небосвода методом вертикальных разрезов более чем в 4 раза больше времени обзора небосвода методом горизонтальных обзоров.

Из данных горизонтальных обзоров можно получить те же сведения, что и из данных вертикальных разрезов.

Метод имеет следующие недостатки:

- 1) полученные данные не наглядны;
- 2) границы облачности можно получить только путем расчета.

После метеорологических наблюдений и двух серий обзора небосвода производились количественные измерения горизонтальных профилей облачности (в горизонтальной плоскости при определенном угле места ϵ), наклонных профилей облачности (вдоль луча РЛС) и вертикальных профилей (по вертикали при разных ϵ).

Метод анализа полученных радиолокационных данных заключается в сравнении их с соответствующими метеорологическими данными и в статистической их обработке.

Так как необходимо было оценить эффективность и обеспеченность обнаружения облачности, из которой не выпадают осадки, то из метеорологических и радиолокационных данных исключались все сроки наблюдений, в течение которых выпадали осадки.

Необходимо отметить, что наземные метеорологические данные, считающиеся «истинными», представляют собой результаты визуальных наблюдений с присущими этому методу недостатками. Так, например, в случае полной закрытости небосвода облаками нижнего яруса (10 баллов) не видны облака ни среднего, ни верхнего ярусов.

Радиолокационные наблюдения свободны от этого недостатка и позволяют просмотреть всю толщу облачности. Поэтому в период наблюдений облака среднего и верхнего ярусов часто просматривались сквозь сплошные облака нижнего яруса.

Для определения эффективности обнаружения различных форм облачности (экспериментальной вероятности обнаружения) из числа

метеорологических наблюдений было подсчитано количество случаев с облаками. За случай принималось наблюдение определенного типа облачности во время работы МРЛС в зоне ее действия. Затем было подсчитано количество случаев обнаружения облачности МРЛС. Случаем обнаружения считался такой, при котором определенный тип облачности фиксировался станцией в радиусе 40 км и одновременно наблюдался метеостанцией.

По этим данным рассчитывалась эффективность обнаружения облаков, не дающих осадков в радиусе 40 км, которая приведена в табл. 1. В таблицу не включены те случаи, когда МРЛС обнаруживала облака, а по наземным данным они отсутствовали.

Таблица 1

Эффективность радиолокационного обнаружения облаков разного вида МРЛС

Статистические данные	Облака нижнего яруса		Облака среднего яруса		Облака верхнего яруса		Облака вертикального развития	
	St	Sc op.	As	Ac	Ci	Cs	Cu	Cu cong.
Число случаев с облаками (по наземным данным)	36	185	85	124	164	146	198	17
Число радиолокационных наблюдений облаков	34	171	79	102	72	79	170	17
Эффективность обнаружения по видам, %	95	93	93	82	44	53	73	100
Средняя эффективность обнаружения, %	94		88		49		87	

Обращает на себя внимание тот факт, что эффективность обнаружения по формам облачности близка для большинства форм к 100%.

Исключение составляют облака верхнего яруса Ci, Cs, Cc, имеющие очень тонкую кристаллическую структуру. Особенно хорошо обнаруживаются облака, содержащие крупные частицы, такие, как Cu cong. (100%), As (93%).

Несколько хуже обнаруживаются более мелкокапельные формы Sc (93%), Ac (82%), Cu (73%). Хуже всего обнаруживаются облака верхнего яруса Ci (44%) и Cs (53%). Этот факт может быть объяснен тем, что диэлектрическая проницаемость для частиц льда (при одинаковых концентрациях и размерах частиц) приблизительно в 5 раз меньше диэлектрической проницаемости воды [2].

Во время наблюдений было выяснено, что некоторые разновидности Sc, Cu и Ci полностью не обнаруживаются.

Представляет интерес рассмотреть фактические данные среднего значения интенсивности радиоэхо в ближней от МРЛС зоне (радиус 10 км), представленные в табл. 2.

В этой же таблице приводится эффективность обнаружения различных форм облаков в том же радиусе.

Средние значения интенсивности радиоэхо, приведенные в таблице, относятся только к соответствующим значениям эффективности обнаружения в этом радиусе, которые для всех форм (кроме Sc) приблизи-

тельно равны (или несколько меньше) эффективности обнаружения по всей зоне действия МРЛС.

Наименьшие значения интенсивности радиоэхо имеют облака верхнего яруса, обнаруживаемые с наименьшей эффективностью.

Таблица 2

Фактические данные среднего значения интенсивности радиоэхо в ближней зоне

Характер облачности	Среднее значение $\left(\frac{P_r}{P_{ш}}\right)$ дБ в радиусе 10 км	Средний % обнаружения в радиусе 10 км
Облака нижнего яруса (Sc)	21	58
Облака среднего яруса (Ac, As)	18	83
Облака верхнего яруса (Ci)	8	46
Облака вертикального развития (Cu)	13	65

Облака Sc в этом радиусе при сравнительно большом значении интенсивности радиоэхо имеют малую эффективность обнаружения. Этот факт может быть объяснен тем, что облака Sc, имея малую мощность и малую высоту нижней кромки, могли попадать в «мертвую» зону МРЛС, в которой маскировались действием боковых лепестков диаграммы направленности. Для определения обеспеченности обнаружения по данным вертикальных разрезов были рассчитаны и построены зависимости $P=f(R)$ для различных форм облачности. Результаты представлены на графиках рис. 1.

Анализируя эти зависимости, можно установить следующее:

- 1) вероятность обнаружения ни для каких форм облаков не достигает 100%;
- 2) для любой формы облаков имеется участок, где вероятность обнаружения остается постоянной;
- 3) вероятность обнаружения падает с расстоянием, что особенно заметно для Sc.

Следовательно, для облачности не существует эффективного радиуса (т. е. радиуса с вероятностью обнаружения 100%), а существует только радиус R_p обеспеченности вероятностью P , т. е. тот радиус, в пределах которого вероятность обнаружения остается постоянной.

Для облаков среднего яруса Ac, As $\bar{R}_{0,6}=15 \div 20$ км, а для облаков верхнего яруса $\bar{R}_{0,4}=5 \div 10$ км.

На основании всего вышесказанного можно сделать следующие выводы:

1. Эффективность обнаружения облаков, не дающих осадков, мала по сравнению с эффективностью обнаружения облаков, из которых осадки выпадают.

2. Обеспеченность обнаружения этих облаков даже в ближней от МРЛС зоне не достигает 100% и не может быть оценена эффективным радиусом.

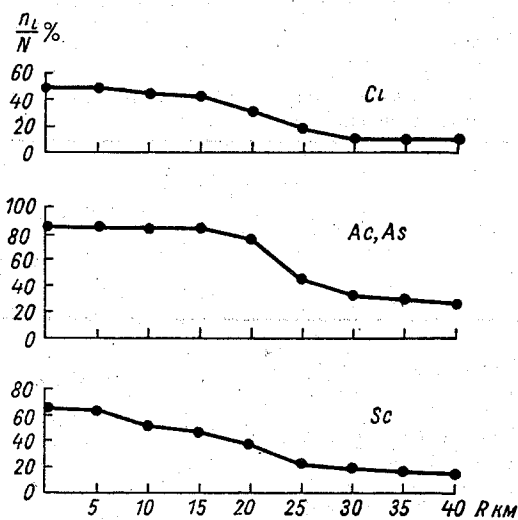


Рис. 1. Обеспеченность обнаружения облаков различных форм.

3. Наиболее удобной для обнаружения облачности (особенно для случаев кучевых облаков) является методика полного обзора небосвода.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сальман Е. М., Дивинская Б. Ш. Вероятность радиолокационного обнаружения осадков. Труды ГГО, вып. 159, 1964.
2. Баттан Л. Дж. Радиолокационная метеорология. Гидрометеиздат, Л., 1962.

Г. И. КУЛИКОВА, Г. Т. НИКАНДРОВА,
В. А. ПЕТРУШЕВСКИЙ

ТОЧНОСТЬ ИЗМЕРЕНИЯ ГРАНИЦ ОБЛАКОВ РАДИОЛОКАЦИОННЫМ МЕТОДОМ

В статье приводится сопоставление полей высот облаков по радиолокационным и самолетным измерениям, рассматриваются ошибки измерения границ облаков радиолокационным способом; по экспериментальным данным оценивается точность измерения границ облаков.

Метеорологические радиолокационные станции (МРЛС) позволяют получить подробные пространственно-временные характеристики поля облаков над большими площадями, что составляет преимущество радиолокационного метода наблюдений за полями облаков по сравнению с наземными метеорологическими, а также самолетными методами получения таких характеристик. Основное преимущество радиолокационного метода исследований составляет его оперативность.

Тем не менее возникает вопрос, как радиолокационные характеристики согласуются с метеорологическими характеристиками и, в частности, как связаны высоты радиолокационных отражений с высотами верхней границы облаков.

Осенью 1963 г. были проведены совместные радиолокационные и самолетные наблюдения с целью сопоставления радиолокационной картины отражений с характеристиками поля облаков и выявления ошибок измерения высот верхней границы облаков радиолокационным методом.

1. Методика наблюдений

Наблюдения за облаками на самолете ИЛ-14 проводились в радиусе 50 км от расположения метеорологической радиолокационной станции. В полете фиксировались характер облачности, высоты верхней и нижней границ облаков, положение зон осадков. Обработка высот границ облаков и данных о вертикальном распределении температуры и влажности в атмосфере велась по записи электрометеорографа.

Наличие радиосвязи между самолетом и МРЛС облегчало совмещение наблюдений в пространстве и времени. Положение самолета в пространстве контролировалось диспетчерским радиолокатором.

Радиолокационные наблюдения по индикатору дальность—высота проводились в азимуте полета самолета, высоты облаков отсчитывались непосредственно по экрану ИДВ во время наблюдений или по фотографиям трубки ИДВ. Поля облаков вертикального развития исследовались и с помощью индикатора кругового обзора при разном угле наклона антенны с целью получения характеристик распределения и поля высот облаков над большой площадью.

Сопоставление самолетных и радиолокационных наблюдений производилось по графику полета в координатах время—высота с отметками высот границ облаков и по графику положения самолета в пространстве относительно расположения МРЛС. Для исследования точности определения высот верхней границы облаков использовались строго совмещенные в пространстве и времени замеры высот верхней границы облаков наблюдателями на самолете и отсчеты высоты облаков по экрану ИДВ или по фотографиям трубки ИДВ. Поля высот сравнивались по совместным наблюдениям в течение некоторого промежутка времени.

2. Сравнение высот полей облаков по самолетным и радиолокационным наблюдениям

Совместные радиолокационные и самолетные исследования проводились в условиях переходного периода с 5 сентября по 10 октября 1963 г. Было сделано 12 полетов в различных метеорологических условиях: при наличии конвективных облаков (Cu, Cu cong., Cb), облачных систем Ns, связанных с прохождением фронтов, или внутримассовых облаков слоистых форм (As, Sc cig.). Облака первой группы по синоптическому положению относятся как к внутримассовым, так и к фронтальным. Общая характеристика условий совместных наблюдений и результатов измерений приведена в табл. 1.

В табл. 1 высоты облаков отнесены к каждой из разновидностей конвективных облаков и к отдельным слоям слоистообразных облаков. В данной работе не ставилась задача разграничения облаков Cu cong. и Cb по радиолокационным данным. Поэтому в последней графе табл. 1 указаны пределы высот верхней границы отражений от облаков и того, и другого типа. Для общей характеристики полей облаков по самолетным наблюдениям пределы высот облаков Cu cong. и Cb приведены отдельно, причем критерием различия Cu cong. и Cb служили признаки отсутствия или наличия кристаллизации вершин облаков по визуальным наблюдениям сверху. Естественно, что верхний предел высоты вершин облаков Cu cong. перекрывает нижний предел высоты вершин Cb.

Отражения от конвективных облаков возникают, когда их мощность превышает 800—1000 м, отражение от облаков меньшей мощности носит дискретно-когерентный характер [3]. Следует предположить, что в облаках такой мощности уже появляются достаточно крупные капли, которые дают существенный вклад в отражаемость облаков. Радиолокационная картина отражений хорошо характеризует поле высот конвективных облаков — уровень верхней границы основного поля, количество и местоположение наиболее развитых по вертикали отдельных вершин, включая и чисто кристаллические наковальни, наконец, трансформацию и перемещение всей системы облаков.

Так, например, в поле максимальных высот за 12 час. 13 сентября 1963 г., построенном по разработанной Б. Ш. Дивинской [4] методике обработки данных индикатора кругового обзора при разных углах наклона антенны, наибольшая повторяемость максимальных высот для ячеек 10×10 км² приходится на 3,0 км и преобладают значения 2,5—3,5 км. Только в отдельных ячейках высота отражений доходит до 4,0—4,5 км.

По самолетным наблюдениям в том же поле облаков с 13 до 14 час. верхняя граница Cu составляет 2,2 км, Cu cong. — от 2,8 до 3,2 км, до высоты 4 км доходит не более 2 баллов облаков, и редко высота вершин превосходит 4 км. Неизменность поля высот по сравнению с

Таблица I

Сопоставление самолетных и радиолокационных наблюдений за полем высот верхней границы облаков

Дата	Время наблюдений, час. мин. — час. мин.	Синоптическое положение	Тип облаков	Характеристика поля высот облаков, км			
				по самолетным данным		по данным МРЛС	
				$H_{пр}$	$H_{вр}$	$H_{пр}$	$H_{вр}$
Конвективный режим							
13/IX	12 00—15 00	Размытые вторичные холодные фронты	Cu Cu cong. Cb	1,0	2,2 2,8—3,8 3,6—4,5	2,0 2,5—4,5	
15/IX	12 00—15 00	Внутримассовое	Cu Cu cong. Cb	0,9	1,5—2,0 3,0—4,9 4,5—6,2	Радиоэхо отсутствует 3,0—7,0	
19/IX	11 00—13 00	Внутримассовое	Cu Cu cong., Cb	0,9	2,1—2,5 2,8—4,0	2,5—4,0	
29/IX	11 30—15 10	Холодный фронт	Cu Cu cong. Cb	0,6	1,5—2,0 2,7—3,4 3,6—4,3	2,0 2,5—5,0 2,5—5,0	
9/X	11 30—13 00	Внутримассовое	Cu	0,9	1,4	Радиоэхо отсутствует	
Облака систем, связанные с прохождением фронта							
27/IX	12 30—13 50 (подъем) 13 20—13 50 (слух)	Холодный фронт	Ns, I слой II слой III слой II слой I слой	1,6 4,9 4,4	3,8 5,8 5,5 3,8	От земли 3,8 5,0 5,8 4,0 5,0—6,0 3,8 От земли 3,8	
				На высотах между 5,8 и 3,8 км местами снегопад			
				Местами сплошное отражение от 6—7 км до земли			

Дата	Время наблюдений, час. мин. — час. мин.	Синоптическое положение	Тип облаков	Характеристика поля высот облаков, км		
				по самолетным данным		по данным МРЛС
				$H_{нг}$	$H_{вр}$	
27/IX	14 00—15 00	Холодный фронт	I слой II слой	3,1	5,0	3,0 6,0—7,0
1/X	13 00—15 00	Фронт окклюдзии	Sc Cs	1,7 5,8	5,0	2,0 6,0
3/X	12 00—13 30 14 00—15 00	Теплый фронт и фронт окклюдзии	Ns с прослойками Cs	2,8 >6,1	От земли 6,0	3,0 8,0
5/X	12 00—15 00	Фронт окклюдзии по типу теплого	I слой St II слой St III слой As IV слой Cs	0,4 1,3 1,4 2,4—2,9 >5,5	От земли	7,0
6/X	12 00—16 00	Два параллельных хо- лодных фронта с вол- нами	I слой St II слой St III слой Cs	0,6 3,0	6,0	2,5—3,0 9,0
Внутрирассовые облака						
7/IX	13 00—14 00	Внутрирассовое	Поле Sc sug. Отдельные вершины	0,5	2,2 2,7—3,0	2,0 2,5—4,0
14/IX	12 00—14 00	Внутрирассовое	Cu As, Ac lent.	0,5 2,8—3,2	1,6 3,0—3,6	0,5 3,0—3,5 3,0—4,0

данными за 12 час. подтверждает радиолокационная картина ИДВ, согласно которой максимальная высота отражений достигает 3,0—3,5 км и в отдельных местах доходит до 4,0 км.

В день с более развитыми по вертикали конвективными облаками (15 сентября 1963 г.) вершины *Cu cong.*, согласно самолетным наблюдениям, достигали высот 3,5—4,9 км. Выше 4,5 км имелось 3—4 балла облаков, высота отдельных вершин превышала 6,2 км. По картине ИДВ в это время преобладают высоты радиоэхо 4—5 км, а высота отдельных отражений доходит до 6 и даже 7 км. Отражения от облаков мощностью менее 1 км отсутствуют.

Радиолокационная картина облаков систем *Ns* в радиусе 20—40 км от расположения МРЛС позволяет судить о высоте верхней границы всей системы и расположении основных слоев облаков, причем при достаточной частоте измерений отражает динамику всей системы. В ряде случаев выпадение осадков из верхних слоев дает сплошное отражение от больших высот до земли. Однако основной, наиболее плотный, слой облаков нижнего или среднего яруса прослеживается достаточно хорошо.

В качестве примера приведем наблюдения 27 сентября 1963 г. за системой облаков *Ns* холодного фронта. В период с 12 час. 30 мин. до 12 час. 50 мин. осуществлен подъем над МРЛС до высоты 5,8 км. Нижняя граница системы отмечалась на высоте 1,6 км, верхняя граница нижнего слоя — на высоте 3,8 км, выше — слой *Cs* с нижней границей 4,9 км, верхней границы самолет не достиг. В нижнем слое облаков наблюдались отдельные прослойки толщиной 0,1—0,2 км. По данным МРЛС отмечалось сплошное отражение от земли до высоты 3,8 км и на высотах от 5 до 6 км.

К 13 час. 10 мин. радиолокатор отмечал уже 2 слоя облаков на высотах между 5,8—6,8 и 4,0—5,0 км, а местами — сплошное отражение от 6—7 км до земли. По самолетным наблюдениям, при спуске (13 час. 20 мин.—13 час. 50 мин.) также зафиксированы облачные прослойки на высотах между 4,4 и 5,5 км и местами полосы снегопада на высотах между 5,8 и 3,8 км.

С 14 до 15 час. самолетные наблюдения велись вдоль верхней кромки нижнего слоя облаков в азимуте 180° и удалении до 40 км от МРЛС. При этом отмечалось понижение верхней границы этого слоя до 3,1 км (по ИДВ — 3,0 км), выше — сохранение слоя *Cs* с просветами (по ИДВ — изменчивое во времени отражение на высотах 5—7 км).

Таким образом, совместные самолетные и радиолокационные исследования показали следующее.

1. Характеристики поля высот верхней границы облаков хорошо согласуются с подобными характеристиками, полученными при наблюдении с самолета.

2. Минимальная мощность кучевых облаков, обнаруживаемых МРЛС, составляет 1,0—1,2 км.

3. В облачных системах слоистообразных облаков МРЛС не обнаруживает отдельные прослойки толщиной 0,2—0,3 км.

Остановимся теперь на ошибках, связанных с измерением границ облаков радиолокационным методом по индикатору дальность — высота.

3. Ошибки радиолокационных измерений высоты границ облаков по индикатору дальность — высота

При радиолокационном измерении высот верхней и нижней кромок облаков по картине ИДВ возникают систематические ошибки наблюдений. Одна из причин ошибок, общая для любого метода измерений вы-

сот радиолокационным способом, связана с влиянием кривизны Земли и атмосферной рефракции. Она приводит к занижению высоты верхней границы облаков с систематической ошибкой ΔH_1 [5], которую можно вычислить по формуле

$$-\Delta H_1 = \frac{R_n^2 (1 + g_n a) \cos \varepsilon}{2a}, \quad (1)$$

где R_n — наклонная дальность до объекта измерений, a — радиус Земли, g_n — вертикальный градиент преломления, ε — угол места.

Причинами возникновения систематических ошибок при измерении высот облаков по картине ИДВ являются также: а) конечная ширина диаграммы направленности, б) длительность зондирующего импульса,

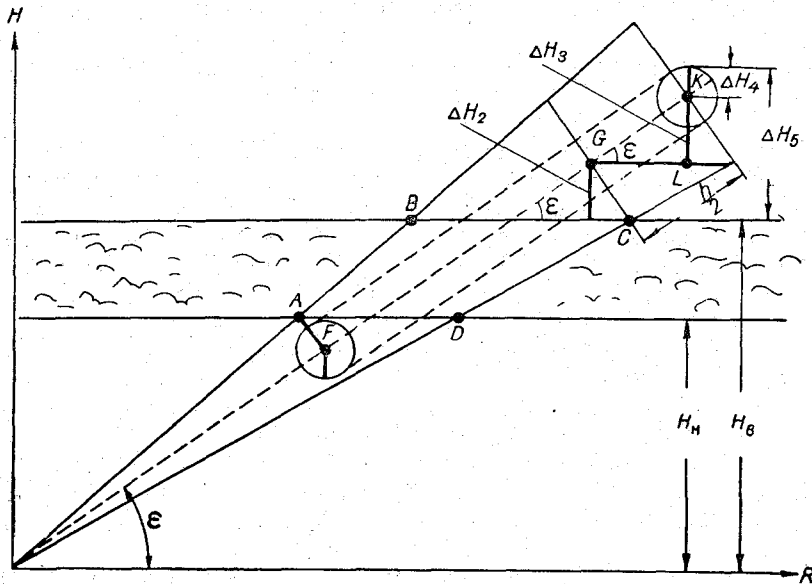


Рис. 1. Схема вертикального разреза слоистого облака на ИДВ.

в) размеры рисующего пятна. Для выяснения знака и величины этих ошибок рассмотрим схему вертикального разреза слоистого облака на ИДВ, изображенную на рис. 1.

На рисунке диаграмма направленности шириной θ_b занимает положение при угле места ε . Пространство $ABCD$ представляет собой отражающую часть облака, заключенную в пределах диаграммы направленности. Будем считать, что луч ИДВ совпадает с электрической осью диаграммы направленности и что отражаемость облаков достаточно высока для того, чтобы создать отраженный сигнал, превышающий уровень шумов от любой части облака. Тогда, как только передний фронт зондирующего импульса придет в точку A , на луче ИДВ возникнет сигнал, расположенный в точке F . При проходе заднего фронта импульса точки C сигнал на луче ИДВ возникнет в точке K , так как известно, что при проникновении радиоимпульса в метеообразование на глубину $d = AC$ сигнал на индикаторе имеет длительность [1]

$$d + \frac{h}{2} = FG + GK = FK. \quad (2)$$

Из рис. 1 видно, что происходит завышение высоты верхней кромки на величину ΔH_5 , которая в свою очередь состоит из отрезков ΔH_2 , ΔH_3 и ΔH_4 , представляющих собой составляющие систематической ошибки

$$\Delta H_5 = \Delta H_2 + \Delta H_3 + \Delta H_4. \quad (3)$$

Определим величины этих составляющих.

Из геометрических соображений определим ΔH_2

$$\Delta H_2 = R \operatorname{tg} \frac{\theta_b}{2} \sin(90^\circ - \varepsilon) = R \operatorname{tg} \frac{\theta_b}{2} \cos \varepsilon. \quad (4)$$

Из (4) видно, что ΔH_2 зависит от ширины диаграммы направленности и имеет наибольшую величину при углах места, близких к нулевым.

Ошибка за счет длительности зондирующего импульса может быть также определена из геометрических соображений. Действительно,

$$\Delta H_3 = GK \sin \varepsilon = \frac{h}{2} \sin \varepsilon, \quad (5)$$

где h — пространственная длительность импульса. Ошибка за счет длительности зондирующего импульса достигает максимума при вертикальном зондировании.

При точных измерениях размеров радиоэхо по картинам индикаторов с яркостной отметкой нельзя пренебречь размерами рисуемого пятна. Определим размеры этого пятна на индикаторе дальность — высота при самом мелком масштабе 20 км/40 км.

Известно [6], что для трубок с магнитным отклонением диаметр рисуемого пятна приблизительно в 300 раз меньше диаметра экрана. Так как по диаметру экрана в этом масштабе укладывается 40 км, диаметр пятна составит

$$d_n = \frac{D_{\text{тп}}}{300} = 132 \text{ м}. \quad (6)$$

Из рис. 1 видно, что из-за размеров рисуемого пятна при измерении верхней кромки облаков возникает систематическая ошибка $\Delta H_4 = \frac{d_n}{2}$ (6) положительного знака. Эта ошибка не зависит от дальности.

Такая же по величине, но обратная по знаку ошибка возникает при измерении высоты нижней кромки.

Случайные ошибки при оценке размеров радиоэхо по ИДВ зависят от величины и стабильности электронных меток индикатора. Будем считать, что погрешность из-за стабильности меток много меньше погрешности из-за расстояния между метками. В масштабе 20 км/40 км цена метки по высоте составляет 4 км. При такой шкале трудно оценить размеры радиоэхо с погрешностью меньшей, чем $\pm \frac{1}{8}$ метки шкалы экрана, что составляет в этом масштабе ± 500 м. В масштабе 10 км/20 км ошибка отсчета соответственно равна ± 250 м, а в масштабе 5 км/10 км она составляет ± 125 м. Таким образом, случайная ошибка ΔH_6 зависит во многом от применяемого масштаба.

Отсчет высоты по ИДВ составит измеренную радиолокационным методом высоту облаков H_p . Вводя поправки на систематические ошибки, получим выражение для истинной высоты верхней кромки

$$H_{\text{ист}} = H_p + \Delta H_1 - \Delta H_2 - \Delta H_3 - \Delta H_4 \pm \Delta H_6. \quad (7)$$

Подставляя вместо $\Delta H_1, \Delta H_2, \Delta H_3, \Delta H_4$ и ΔH_6 их значения из (2), (4), (5), (6), получим

$$H_{\text{ист}} = H_p^2 + \frac{R_{\text{п}}(1 + g_{\text{п}}a) \cos \varepsilon}{2a} - R \operatorname{tg} \frac{\theta_b}{2} \cos \varepsilon - \frac{h}{2} \sin \varepsilon - \frac{d_{\text{п}}}{2} \pm \Delta H_6. \quad (8)$$

Зависимость поправок $\Delta H_1, \Delta H_2, \Delta H_3$ и ΔH_4 от дальности дана на рис. 2. Поправки ΔH_1 и $\Delta H_5 = \Delta H_2 + \Delta H_3 + \Delta H_4$ имеют разные знаки. По абсолютной величине $\Delta H_5 > \Delta H_1$. Однако вследствие того что отражаемость облаков вблизи верхней кромки обычно мала [1], можно предположить, что ошибка ΔH_5 оказывается много меньше ее расчетной величины, и при измерениях

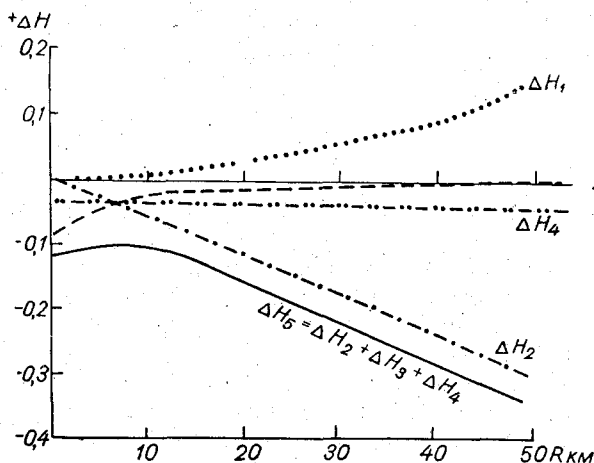


Рис. 2. График поправок к измерению высоты границ облаков по ИДВ.

происходит взаимная компенсация ошибок ΔH_1 и ΔH_5 [5]. Тогда для истинной высоты верхней кромки облаков имеем

$$H_{\text{ист}} = H_p \pm \Delta H_6, \quad (9)$$

т. е. высота верхней границы облаков по радиолокационным измерениям в пределах случайных ошибок ΔH_6 совпадает с истинной верхней границей облаков.

Для проверки соотношения (9) были использованы отсчеты высоты верхней границы облаков по ИДВ в момент пере-

сечения самолетом верхней кромки облаков в месте измерений. Высота верхней границы по самолетным наблюдениям определялась по кривой записи давления в точке пересечения верхней границы облака и округлялась до 0,1 км. Высоты по радиолокационным данным отсчитывались по фотографии или картине ИДВ с точностью, которая зависела от масштаба экрана, чаще всего с точностью $\pm 0,5$ км. Для сравнения использовано 26 измерений в радиусе 50 км от расположения МРЛС, относящихся к облакам разного типа (Cu med., Cu cong., Cb, Sc, As, As, Ns, Cs).

Высоты верхней границы радиолокационных отражений H_p тесно связаны с высотами верхней границы облаков по непосредственным измерениям H_c (рис. 3). Уравнение прямой, подобранной методом наименьших квадратов, имеет вид

$$H_p = 0,05 + 0,99H_c. \quad (10)$$

Средняя квадратичная ошибка измерений высоты по ИДВ составила 0,21 км. Из уравнения (10) и графика на рис. 3 видно, что угловой коэффициент прямой, связывающей H_p и H_c , можно считать равным единице, причем средняя квадратичная ошибка H_p не превышает ее оценку для точности отсчета по ИДВ $\pm 0,5$ км, с которой сделано наибольшее число измерений $\left(\sigma = \frac{0,5 \text{ км}}{2\sqrt{3}} = 0,145 \text{ км}\right)$. Следовательно, в пределах точ-

ности измерений высота верхней границы облаков по радиолокационным измерениям соответствует высоте видимой верхней границы облаков, т. е. справедливо предположение (9).

Измерениям нижней кромки радиолокационных отражений от облаков свойственны те же ошибки, что и измерениям верхней кромки. Однако высота нижней кромки радиоэхо не всегда соответствует видимой нижней границе облаков из-за выпадения из облаков отдельных крупных частиц [2], что часто приводит к занижению высоты нижней кромки

194210

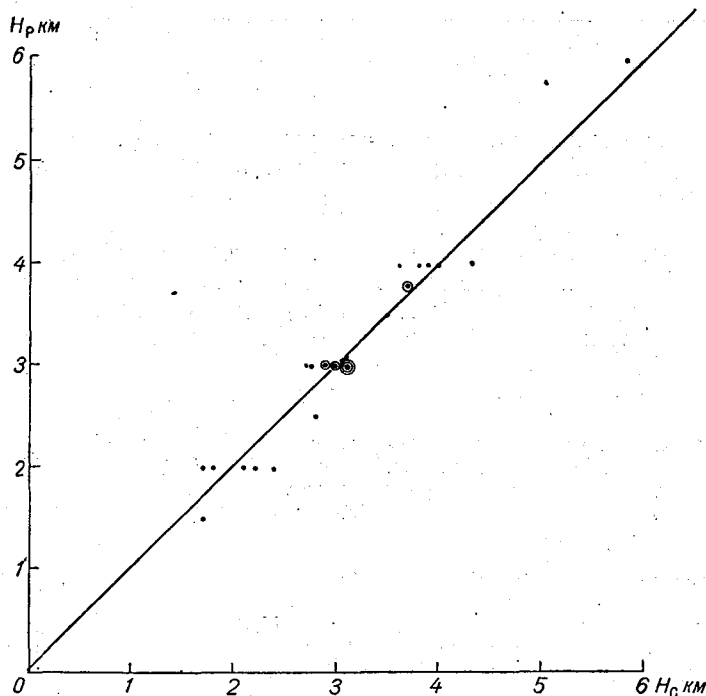
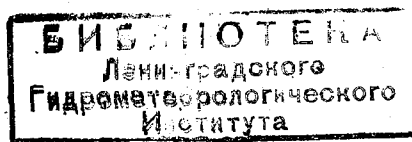


Рис. 3. Сопоставление высоты верхней границы облаков по самолетным и радиолокационным наблюдениям.

радиоэхо по сравнению с видимой нижней границей облаков. Этот эффект вовсе не позволяет замерить радиолокационным способом высоту нижней границы облаков, когда радиоэхо от облаков нижнего яруса даже при отсутствии осадков доходит до земли, а в случае облаков среднего и верхнего яруса — до верхней границы ниже лежащего слоя облаков.

Поэтому можно говорить лишь об эффективности оценки высоты нижней кромки облаков, понимая под эффективностью вероятность обнаружения нижних кромок. Эффективность обнаружения нижней границы облаков разных ярусов оценивалась по радиолокационным наблюдениям 1962—1963 гг. Для этого были рассмотрены все случаи наблюдения облаков разных ярусов и определено количество случаев с наблюдением нижней кромки. По этим данным определялась экспериментальная вероятность обнаружения нижней границы. Результаты представлены в табл. 2. Эффективность обнаружения облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов оказалась равной соответственно 0,3, 0,8 и 0,9.



Эффективность обнаружения нижней границы облаков

Нижний ярус			Средний ярус			Верхний ярус		
число радиолокационных наблюдений	число наблюдений нижней границы	вероятность обнаружения нижней границы, %	число радиолокационных наблюдений	число наблюдений нижней границы	вероятность обнаружения нижней границы, %	число радиолокационных наблюдений	число наблюдений нижней границы	вероятность обнаружения нижней границы, %
103	36	35	109	77	70	54	48	88

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. Высота верхней границы отражений от обнаруживаемых МРЛС облаков в пределах точности отсчета совпадает с видимой границей облаков.

2. Экспериментальное значение средней квадратичной ошибки измерения высоты верхней границы облаков по ИДВ составляет 0,21 км.

3. Нижняя кромка облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов может быть обнаружена с эффективностью соответственно 0,3, 0,8 и 0,9.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баттан Л. Дж. Радиолокационная метеорология. Гидрометеиздат, Л., 1962.
2. Боровиков А. М., Мазин И. П. и Невзоров А. Н. Крупные частицы в облаках, Труды ВМС, т. 5. Гидрометеиздат, Л., 1963.
3. Брылев Г. Б. и Сальман Е. М. Особенности радиоэхо при зондировании кучевых облаков небольшой вертикальной протяженности. Труды ГГО, вып. 159, 1964.
4. Дивинская Б. Ш. Анализ полей облачности и осадков по радиолокационным наблюдениям. См. настоящий сборник.
5. Петрушевский В. А. и Сальман Е. М. О точности определения верхних кромок облачности. Труды ГГО, вып. 159, 1964.
6. Электронно-лучевые трубки и индикаторы, ч. 1. Изд. Советское радио, 1959.

ОСОБЕННОСТИ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ГРОЗОВЫХ ОБЛАКОВ

Статья посвящена вопросу локализации районов с интенсивной грозовой деятельностью на фоне общего поля кучево-дождевой облачности; показаны радиолокационные критерии грозовых облаков с учетом динамики их развития.

1. Введение

Одной из существенных задач радиолокационного штормоповещения является умение локализовать районы с интенсивной грозовой деятельностью на фоне общего поля кучево-дождевой облачности.

Решение такой задачи с помощью радиолокационных средств способствует улучшению метеорологического обслуживания различных отраслей народного хозяйства и в первую очередь авиации.

Как известно, обычный сантиметровый радиолокатор не фиксирует возникновения атмосфериков, являющихся признаком высокой электрической активности облаков. Исключение составляют лишь молнии, вероятность обнаружения которых, однако, из-за кратковременности их существования, а также из-за узкой диаграммы направленности антенны радиолокатора ничтожно мала.

Невозможность получения прямых характеристик грозовой активности облаков непосредственно на индикаторе радиолокационной станции заставляет искать косвенные признаки гроз в структурных особенностях их радиоэхо, в значительной мере характеризующего микро- и макрофизические свойства таких облаков.

На существование ряда таких признаков уже указывалось в ранее выполненных исследованиях [1, 2]. К сожалению, все они, взятые по отдельности, имеют невысокую оправдываемость, характеризуя лишь среднестатистические закономерности вертикальной структуры радиоэхо гроз.

Детальное обсуждение полученных ранее результатов показывает, что неоднозначность таких признаков, как вертикальная мощность радиоэхо H , его максимальная отражаемость Z_{\max} и высота области ее расположения $H_{Z_{\max}}$, является, по-видимому, результатом недостаточно точного физического разделения ливней и гроз.

Это обстоятельство могло привести к смазыванию имеющихся различий в структурных особенностях радиоэхо грозовых и негрозовых облаков, которые проявились лишь в статистических значениях.

Целью настоящих исследований являются дальнейшие поиски радио-

локационных критериев грозовых облаков с учетом динамики их развития, а следовательно, и трансформации структурных характеристик их радиоэхо.

2. Методика исследований

Известно, что грозовое электричество возникает только в мощных кучево-дождевых облаках типа Сб, являющихся высшей стадией развития конвективных облаков типа Си. В процессе перехода от стадии Си к Сб конвективные облака изменяют как свою микроструктуру, так и геометрические размеры. Эти изменения неминуемо должны проявляться и в их радиолокационных характеристиках и прежде всего в высоте, площади и интенсивности радиоэхо.

В связи с этим можно предполагать, что структура радиоэхо конвективных облаков должна характеризовать динамику их развития, а следовательно, и грозоопасное состояние.

Выполненные летом 1963 г. в районе Сиверской Ленинградской области радиолокационные наблюдения за облаками вертикального развития предусматривали необходимость получения наиболее широкого комплекса характеристик радиоэхо таких облаков на разных стадиях их развития. С этой целью исследуемые облака подвергались горизонтальным и вертикальным разрезам радиолокационным способом.

Горизонтальные разрезы осуществлялись при круговом вращении антенны под углами возвышения, обеспечивающими появление на индикаторе кругового обзора наибольшей площади радиоэхо. Размеры площадей радиоэхо отдельных облаков оценивались непосредственно по фотограммам ИКО методом планиметрирования локальных картин отражений.

Вертикальные разрезы облаков проводились в плоскости возникновения наиболее интенсивного радиоэхо. Разрезы велись путем ступенчатого изменения угла возвышения антенны от 0° до момента исчезновения радиоэхо на выбранном расстоянии. При каждом угле возвышения антенны измерялась интенсивность радиоэхо R_r . Такой способ позволял затем рассчитывать вертикальный профиль отражаемости облака Z по известным значениям постоянной радиолокатора c и расстоянию R

$$Z = cP_r R^2. \quad (1)$$

Для оценки стадии развития исследуемых конвективных облаков проводилась их идентификация по основным формам. Считалось, что первой стадией развития являются облака типа Си, второй — типа Си cong. и, наконец, последней — Сб.

Определение формы облаков велось по данным наземных метеорологических наблюдений. С этой целью для исследования выбирались только облака, радиоэхо которых находилось непосредственно над одной из метеостанций, расположенных в радиусе 100 км от места наблюдений.

Такой способ позволял с достаточной объективностью получить данные не только о форме конвективных облаков, но и об осадках и грозовых явлениях, связанных с ними.

Помимо наземных метеорологических данных, при анализе результатов использовались данные самолетных наблюдений и измерений, получаемые в одно и то же время и в тех же облаках, где велись радиолокационные измерения. Синхронность радиолокационных и самолетных замеров достигалась с помощью специального диспетчерского радиолокатора, который осуществлял контроль за положением самолета-лабо-

ратории и его наведение на исследуемое облако. Самолет-лаборатория был оборудован целым комплексом метеорологических приборов, в том числе прибором для измерения напряженности электрического поля, позволяющим с высокой объективностью оценивать степень грозовой активности облаков.

3. Вертикальная структура радиоэхо конвективных облаков

Указанным ранее способом в процессе исследования было получено 50 вертикальных профилей Z различных форм конвективных облаков (Cu→Cu cong.→Cb).

Для выяснения общих и наиболее типичных закономерностей в ходе $Z(H)$ различных облаков совокупность вертикальных профилей по каждой из форм облаков подвергалась специальной обработке, позволявшей получить осредненный вертикальный профиль Z . Осреднение проводилось по методу подобия. За центр подобия принимался уровень расположения высоты нулевой изотермы, выше и ниже которой каждое из облаков независимо от его вертикальной мощности разбивалось на пять равных слоев. Осреднению подвергались значения Z в одноименных слоях различных облаков, принадлежащих одним и тем же формам.

Аналогичным способом осреднялись и высоты соответствующих слоев.

Таблица 1

Осредненное распределение отражаемости по высоте в различных формах конвективных облаков

Cu		Cu cong.		Cb (ливень)		Cb (предгрозов.)		Cb (гроза)	
H км	Z мм ⁶ /м ³	H км	Z мм ⁶ /м ³	H км	Z мм ⁶ /м ³	H км	Z мм ⁶ /м ³	H км	Z мм ⁶ /м ³
0,70	0,08	1,08	9,00	1,40	2,30	1,40	23,40	1,40	7,50
0,90	0,08	1,56	25,80	1,80	2,20	1,80	2074,00	1,80	154,50
1,10	0,07	2,04	22,00	2,20	60,10	2,20	2181,00	2,20	830,30
1,30	0,05	2,52	13,50	2,60	64,00	2,60	1497,00	2,60	814,40
1,50	0,04	3,00	8,00	3,00	68,90	3,00	917,00	3,00	851,20
—	—	3,18	4,80	3,30	31,10	4,30	271,00	4,30	980,30
—	—	3,36	3,40	3,60	26,30	5,60	265,00	5,60	748,20
—	—	3,54	1,80	3,90	16,90	6,90	203,00	6,90	408,50
—	—	3,80	1,20	4,20	3,50	8,20	121,00	8,20	78,10
—	—	3,90	0,80	4,50	1,40	9,50	7,00	9,50	7,20

В табл. 1 приведены результаты обработки данных вышеуказанным способом. На рис. 1 показаны осредненные профили для различных форм конвективных облаков, а на рис. 2 — конкретные профили Z для тех же форм облаков.

Сходность кривых, приведенных на рис. 1 и 2, показывает, что примененный метод обработки, учитывая специфику профилей конкретных облаков, позволяет выявить в то же время их наиболее общие закономерности.

Из представленных рисунков следует, что каждая из форм облаков имеет свой специфический и свойственный только ей ход $Z(H)$. В процессе развития конвективной облачности и перехода ее из одной формы в другую имеет место процесс трансформации вертикальной структуры радиоэхо, отражающий микрофизические изменения в облаке, обусловленные ростом частиц и их перераспределением по высоте.

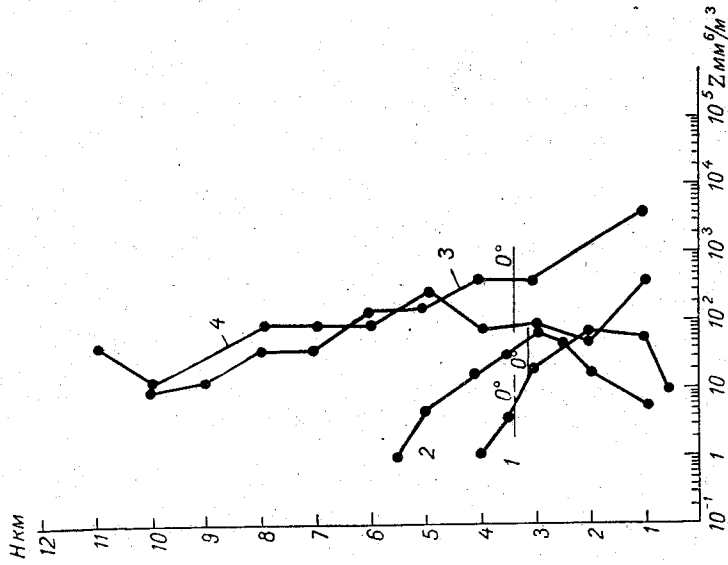


Рис. 2. Конкретные вертикальные профили отражаемости различных форм конвективных облаков.

1 — Си cong. 3/IX 1963 г., 2 — Сб (ливень) 25/VIII 1962 г.;
3 — Сб (предрозов.) 3/IX 1963 г., 4 — Сб (гроза) 4/IX 1963 г.

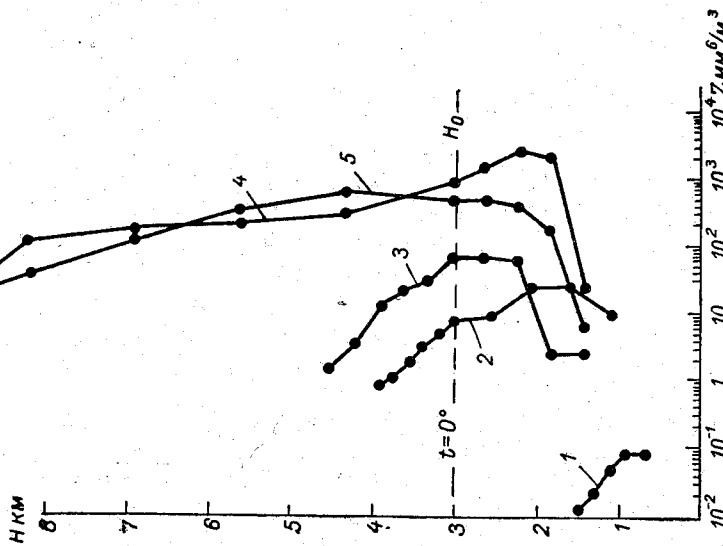


Рис. 1. Осредненные вертикальные профили отражаемости различных форм конвективных облаков.

1 — Си, 2 — Си cong., 3 — Сб (ливень),
4 — Сб (предрозов.), 5 — Сб (гроза).

Как можно видеть, переход $Cu \rightarrow Cu\ song. \rightarrow Cb$ сопровождается: а) увеличением интенсивности радиоэхо от всей толщи облака, б) ростом высоты распространения радиоэхо, в) увеличением равномерности распределения интенсивности радиоэхо по высоте.

Наибольшей величины перечисленные выше факторы достигают в мощных кучево-дождевых облаках грозового и предгрозового характера. Это дает основание считать, что такие облака являются завершающей стадией развития конвективной облачности.

Как видно из рис. 1, характерными особенностями этой стадии по сравнению с другими являются:

а) максимальная интенсивность радиоэхо, обусловленная существованием в облаке наиболее крупных частиц,

б) максимальная высота радиоэхо, вызванная большими вертикальными движениями в облаке,

в) мало меняющаяся с высотой интенсивность радиоэхо от большой переохлажденной толщи, что является следствием значительного турбулентного перемешивания частиц в облаке.

Сравнение вертикальных профилей Z грозовых и негрозовых Cb показывает, что главным критерием из вышеперечисленных является последний, так как он особенно ярко проявляется только в грозоопасных облаках. По-видимому, наличие большой переохлажденной толщи облака с присутствующими в ней крупными частицами является одним из важнейших условий разделения зарядов в облаке, а следовательно, и образования грозового электричества.

Таблица 2

Среднестатистические характеристики радиоэхо различных форм конвективных облаков

Формы облаков вертикального развития	\bar{H} км нижней границы	\bar{H} км верхней границы	$\frac{\bar{H}_{вг}}{H_0}$	$\frac{\Delta H_{перехл.}}{H_0}$
Cu	0,5	1,7	—	—
$Cu\ song.$	0,6	3,9	1,4	0,40
Cb (ливень)	1,0	4,6	1,9	0,9
Cb (предгрозов.)	1,0	9,4	2,9	1,9
Cb (гроза)	1,0	9,4	3,6	2,6

Из табл. 2 видно, что грозовые облака, в отличие от негрозовых, должны иметь переохлажденную толщу, создающую почти неизменную интенсивность радиоэхо по высоте, которая превышает уровень нулевой изотермы более чем в 2 раза.

4. Площади радиоэхо конвективных облаков

Методом планиметрирования на фотограммах локальных радиоэхо различных форм конвективных облаков получено 88 значений их горизонтальных площадей в слое высотой до 1 км. При использовании данных наземных метеорологических наблюдений на три группы были разделены облака, площади радиоэхо которых измерялись.

К первой группе были отнесены облака $Cu \rightarrow Cu\ song.$, не дающие осадков; ко второй — кучево-дождевые облака типа Cb , сопровождающиеся ливнями; к третьей — мощные кучево-дождевые облака Cb грозового характера. Полученные значения площадей радиоэхо подвергались статистической обработке для выявления общих закономерностей

этих величин при развитой конвективной облачности и при ее переходе от Cu к Cb .

В табл. 3 приведены повторяемости размеров площадей радиоэхо указанных групп, а на рис. 3 — их гистограммы. Из гистограмм видно, что спектр распределения площадей радиоэхо по размерам для грозовых

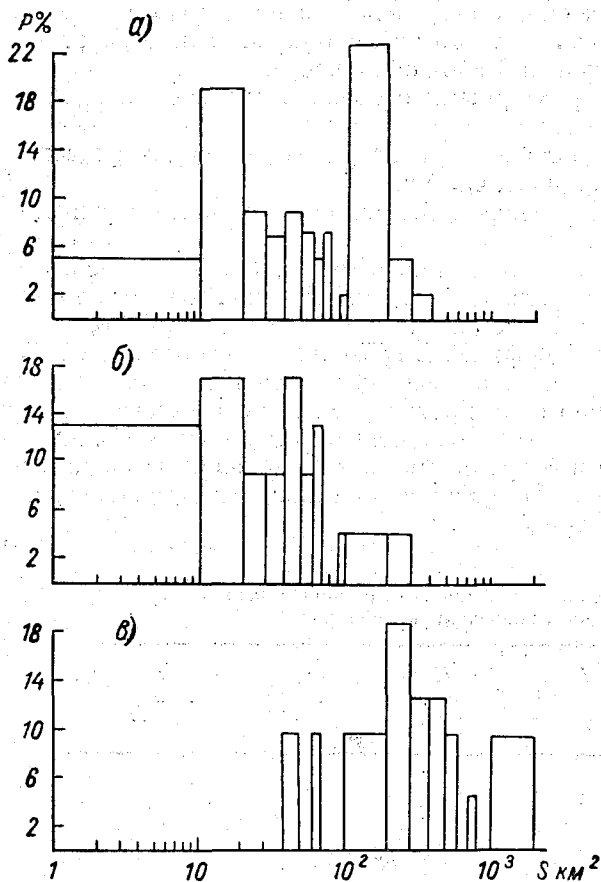


Рис. 3. Распределение площадей радиоэхо различных форм конвективных облаков.

а — $Cu \text{ cong.}$, б — Cb (ливень), в — Cb (гроза).

облаков существенно отличается от аналогичных спектров негрозовых облаков.

Особенность спектра распределения площадей радиоэхо грозовых облаков, в отличие от других, состоит в том, что он сдвинут в сторону больших площадей.

Так, для гроз диапазон возможных площадей радиоэхо составляет 50—2000 км^2 , в то время как для негрозовых облаков он равен 5—300 км^2 . Это означает, что в среднем максимальный диаметр радиоэхо конвективных облаков негрозового характера в горизонтальной плоскости имеет тот же порядок величины, что и вертикальная протяженность радиоэхо, в то время как для гроз он может быть значительно больше.

Различие в горизонтальных размерах грозовых и негрозовых облаков, по-видимому, обусловлено существованием в грозах нескольких конвективных ячеек, сово-

купность которых образует очаг грозового радиоэхо.

Таким образом, возникновение радиоэхо от конвективных облаков с большими горизонтальными размерами, превышающими вертикальную протяженность радиоэхо, можно считать одним из косвенных признаков возможного образования гроз.

5. Заключение

1. Выполненные исследования показывают, что грозовые облака, представляющие собой завершающую стадию развития конвективных облаков, создают радиоэхо, вертикальная структура и горизонтальные размеры которых имеют следующие специфические особенности:

а) вертикальное распределение отражаемости Z мало меняется с высотой;

б) имеют место большие отражаемости Z в области переохлажденной толщи облака;

Повторяемость горизонтальных площадей радиоэхо различных конвективных облаков

Интервалы площадей, км ²	Cu→Cu cong.		Cb (ливень)		Cb (гроза)		Интервалы площадей, км ²	Cu→Cu cong.		Cb (ливень)		Cb (гроза)	
	число слу- чаев	P %	число слу- чаев	P %	число слу- чаев	P %		число слу- чаев	P %	число слу- чаев	P %	число слу- чаев	P %
0—10	2	5	3	13	—	—	100—200	10	23	1	4	2	10
10—20	8	19	4	17	—	—	200—300	2	5	1	4	4	19
20—30	4	9	2	9	—	—	300—400	1	2	—	—	3	13
30—40	3	7	2	9	—	—	400—500	—	—	—	—	3	13
40—50	4	9	4	17	2	10	500—600	—	—	—	—	2	10
50—60	3	7	2	9	—	—	600—700	—	—	—	—	—	—
60—70	2	5	3	13	2	10	700—800	—	—	—	—	1	5
70—80	3	7	—	—	—	—	800—900	—	—	—	—	—	—
80—90	—	—	—	—	—	—	900—1000	—	—	—	—	—	—
90—100	1	2	1	4	—	—	1000—2000	—	—	—	—	2	10

в) максимальная высота распространения радиоэхо в 2 раза и более превышает уровень нулевой изотермы;

г) горизонтальные размеры радиоэхо больше, чем вертикальные.

2. Указанные признаки, отражающие основные физические процессы, происходящие в грозовых облаках, могут быть использованы для радиолокационного определения грозоопасности облаков.

3. Для увеличения надежности использования косвенных признаков в практике оценки грозоопасных облаков целесообразно рекомендовать критерий, учитывающий все вышеперечисленные особенности структуры радиоэхо гроз.

4. Таким критерием может служить общая отражаемость $Z_{\text{общ}}$ объема облака V , создающего радиоэхо,

$$Z_{\text{общ}} = \int_0^V Z(V) dV. \quad (2)$$

Так как при высоких потенциалах станции горизонтальные и вертикальные размеры радиоэхо совпадают с соответствующими размерами самих облаков, то $Z_{\text{общ}}$ будет характеризовать интегральную микроструктуру всего облака, в том числе и общий запас влаги, содержащейся в крупных частицах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сальман Е. М. Радиолокационные исследования структуры ливней и гроз. Труды ГГО, вып. 72, 1957.
2. Сальман Е. М., Жупахин К. С. Некоторые результаты радиолокационных исследований вертикальной структуры ливней и гроз. Труды ГГО, вып. 159, 1964.

Р. В. ИГНАТОВА, В. А. ПЕТРУШЕВСКИЙ,
Е. М. САЛЬМАН

РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ ХАРАКТЕРА ОБЛАЧНОСТИ

В статье рассматриваются количественные характеристики радиоэхо в различных видах облаков. Показывается возможность использования вертикального хода отражаемости в качестве одного из критериев определения вида облачности.

Определение характера облачности и степени покрытости ею неба — один из важнейших видов метеорологических наблюдений, необходимых для выяснения как синоптического положения, так и качественной оценки условий полета самолетов. Подобные наблюдения до настоящего времени выполняются чисто визуальным способом, который, как известно, имеет недостаточную объективность и ограниченное применение только в дневное время суток.

Использование специальных метеорологических радиолокационных станций, обладающих высокими потенциалами, открывает новые возможности разрешения этого вопроса [1]. С помощью такой аппаратуры данные об облаках могут быть получены двумя разными методами. Первый из них — метод вертикального зондирования — является пассивным, так как позволяет получить разрез облачности только в направлении ее движения. При этом методе данные представляются в виде пространственно-временных нефограмм, получающихся в результате фотографирования картины радиоэхо с экрана ИКО при неподвижной вертикальной антенне на медленно движущуюся пленку. На нефограмме видны границы вертикальной протяженности радиоэхо, а также качественные особенности его пространственно-временной структуры. Указанные характеристики радиоэхо могут служить в известной мере признаками типа наблюдаемой облачности [1]. Однако, к сожалению, они не всегда однозначно ее характеризуют. Это обусловлено тем, что некоторые из форм облачности имеют сходные между собой качественные картины отражений. Так, например, нефограмму Ns можно спутать с нефограммой Sc совместно с As или As. Весьма сходны по внешнему виду нефограммы Cs и As и т. д. Исключение составляют лишь облака вертикального развития (Cu, Cu cong., Cb), которые, в отличие от всех других форм, имеют на нефограммах вид вертикальных столбов. Кроме того, в режиме вертикального зондирования из-за мертвой зоны станции не удается определить высоту нижней кромки облаков нижнего яруса, которая является важным критерием типа облачности. Этот метод требует затраты значительного времени на производство наблюдений, а поэтому является неоперативным.

Второй метод — метод вертикальных разрезов — позволяет получить практически мгновенный пространственный разрез облачности в произвольном направлении. В этом случае данные об облачности представляются в виде ее вертикального разреза на ИДВ в координатах высота — горизонтальная дальность. Разрез осуществляется вертикально-сканирующей антенной радиолокатора. На картине разреза видны границы радиоэхо, его вертикальная протяженность и пространственная структура. Данный метод является более оперативным, чем первый, однако и он не всегда однозначно позволяет решить вопрос о характере наблюдаемой облачности, за исключением облаков вертикального развития, которые безошибочно различаются на ИДВ по качественным признакам их радиоэхо [2].

В связи с этим представляется целесообразным использовать возможность привлечения в качестве дополнительных радиолокационных признаков типа облачности количественные характеристики их радиоэхо, которые могут быть определены с помощью метеорологических радиолокационных станций. Исследования будут касаться всех типов облачности, кроме облаков вертикального развития, которые являются предметом самостоятельного изучения в связи с проблемой грозоопасности [3].

Необходимо отметить также, что качественная картина радиоэхо конвективных облаков настолько специфична, что не требует привлечения дополнительных количественных признаков. Такими признаками типа облаков могли бы быть: а) статистические характеристики отражаемости Z и б) вертикальные профили отражаемости Z . Эти данные представляют интерес и с точки зрения физики облаков, так как отражаемость Z является интегральной микрофизической характеристикой, зависящей только от микроструктуры облаков.

Для получения подобных данных летом 1963 г. в районе Сиверской Ленинградской области были организованы специальные радиолокационные наблюдения за различными типами облачности с количественными измерениями интенсивности радиоэхо.

Набор статистических данных об отражаемости различных типов облачности осуществлялся проведением большого числа измерений интенсивности радиоэхо в произвольных типах облаков. Данные о вертикальных профилях отражаемости получались путем замеров интенсивности радиоэхо на различных уровнях высот. Определение отражаемости Z велось описанным ранее способом — по известным значениям интенсивности радиоэхо, постоянной радиолокатора и расстоянию [3]. Для классификации исследуемой облачности по основным типам использовались данные наземных метеорологических наблюдений. Поэтому радиолокационные наблюдения проводились в месте расположения одной из метеостанций. Полученные для каждого типа облачности многочисленные значения Z подвергались статистическому анализу. Анализ предусматривал построение гистограмм распределения Z , а также нахождение следующих статистических характеристик:

- а) среднего значения отражаемости \bar{Z} ,
- б) дисперсии отражаемости σ_Z ,
- в) модального значения отражаемости Z_{M_0} .

В табл. 1 приведены основные результаты обработки полученных данных, а на рис. 1 — гистограммы величины Z в различных типах облаков. Для выявления общих и наиболее типичных закономерностей в ходе $Z(H)$ различных типов облаков использовался способ нахождения осредненного профиля отражаемостей по каждому из типов облаков.

Повторяемость Z ($\text{мм}^6/\text{м}^3$) в различных видах облачности

Интервал Z $\text{мм}^6/\text{м}^3$	С1			Ас, Аs			Sc			Ns		
	Z		Z_{max}	Z		Z_{max}	Z		Z_{max}	Z		Z_{max}
	число случаев	P %	число случаев	P %	число случаев	P %	число случаев	P %	число случаев	P %	число случаев	P %
10^{-4} — 10^{-3}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10^{-3} — 10^{-2}	22	17	2	2	7	—	2	7	—	—	—	—
10^{-2} — 10^{-1}	80	63	27	13	8	33,5	4	15	—	—	—	—
10^{-1} —1	22	17	6	45	11	42	20	75	8	4	14	—
1—10	3	3	3	9	3	12,5	1	3	1	9	31	—
10— 10^2	—	—	—	7,5	1	5	—	—	—	13	45	66
10^2 — 10^3	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—	3	10	34
Всего	127	100	38	100	25	100	27	100	9	29	100	100

Статистические характеристики отражаемости Z ($\text{мм}^6/\text{м}^3$)

Статистические характеристики	C1	Ас, Аs	Sc	Ns
Z	0,20	0,53	0,50	106,70
σ_Z	0,54	1,24	0,60	262,00
Z_{M_6}	0,05	0,05	0,50	50,00

Для построения такого профиля подобные по виду профили Z одинаковых форм облаков разбивались на равное количество слоев, каждый из которых характеризовался своей высотой H и отражаемостью Z . Осреднению подвергались величины H и Z в одноименных слоях отдельных облаков.

В табл. 2 сведены осредненные данные о вертикальном распределении величины Z в различных типах облаков, полученные по методу подобия. На рис. 2 графически представлены осредненные вертикальные профили отражаемости для различных форм облачности.

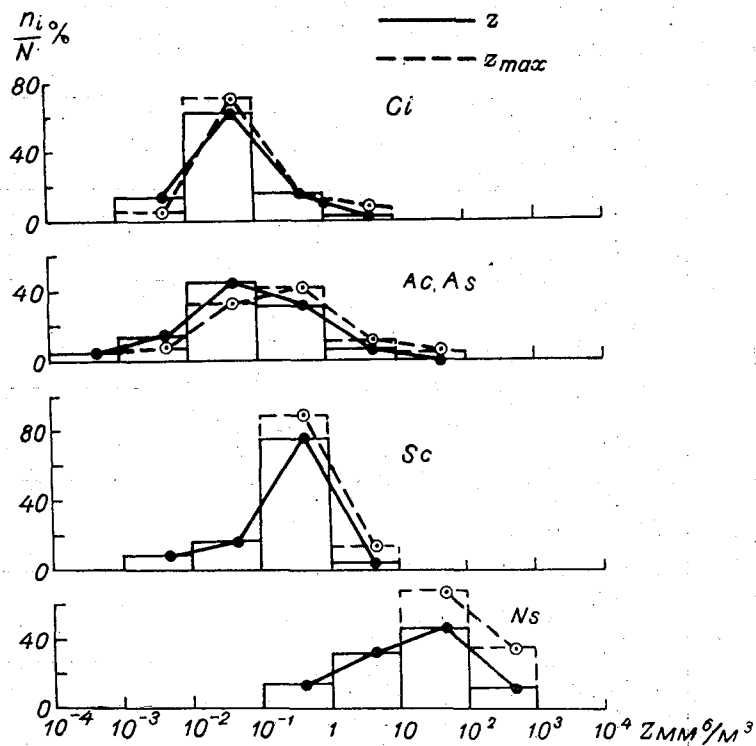


Рис. 1. Гистограммы отражаемости в различных типах облаков.

Как следует из рис. 1, наиболее узкие спектры отражаемости с максимумами повторяемости, сдвинутыми в область малых значений Z , принадлежат мелкокапельным облакам нижнего яруса типа Sc и кристаллическим облакам верхнего яруса типа Ci. Малое значение дисперсий Z ($\sigma_{Sc}=0,6$, $\sigma_{Ci}=0,54$) характеризует относительно однородную микроструктуру таких облаков. Различие в статистических значениях отражаемости Sc и Ci, связанное с их фазовым состоянием, наблюдается лишь в том, что Sc имеют несколько больше величину \bar{Z} , чем Ci ($\bar{Z}_{Sc}=0,6$ мм⁶/м³, $\bar{Z}_{Ci}=0,2$ мм⁶/м³).

Наиболее широкий спектр отражаемостей с максимумом повторяемости, сдвинутым в область больших значений Z ($Z_{M_0}=50$ мм⁶/м³), наблюдается у слоисто-дождевых облаков. Большая величина дисперсии Z ($\sigma_{Ns}=262$) характеризует значительную микроструктурную неоднородность таких облаков, обусловленную различием в размерах частиц и их фазовым состоянием.

Распределение отражаемости с высотой в различных видах облачности

№ слоя	Cl				Ac, As				Sc				Ns			
	\bar{H} слоя, м	\bar{Z} слоя, ммб/м ³	\bar{H} н. г. облаков, м	\bar{H} в. г. облаков, м	\bar{H} слоя, м	\bar{Z} слоя, ммб/м ³	\bar{H} н. г. облаков, м	\bar{H} в. г. облаков, м	\bar{H} слоя, м	\bar{Z} слоя, ммб/м ³	\bar{H} н. г. облаков, м	\bar{H} в. г. облаков, м	\bar{H} слоя, м	\bar{Z} слоя, ммб/м ³	\bar{H} н. г. облаков, м	\bar{H} в. г. облаков, м
1	7460	0,11			4880	0,35			900	0,50			1250	3,40		
2	7820	0,09			5210	0,80			1150	0,43			1750	5,90		
3	8180	0,07			5540	1,16			1370	0,31			2250	9,00		
4	8540	0,07	6900	9000	5880	1,14	4400	6500	1600	0,31	700	2000	2750	36,00	750	4400
5	8900	0,07			6250	0,58			1800	0,31			3200	272,50		
6	—	—			—	—			—	—			3400	199,00		
7	—	—			—	—			—	—			3600	84,50		
8	—	—			—	—			—	—			3800	28,50		
9	—	—			—	—			—	—			4000	15,60		
10	—	—			—	—			—	—			4200	3,10		

Существенное увеличение отражаемости в Ns по сравнению со Sc и Ci вызвано наличием в Ns частиц осадков с размерами более 100 мк. Облака среднего яруса типа Ac и As имеют узкие спектры отражаемости с максимумом повторяемости $Z_{M0} = 0,05 \text{ мм}^6/\text{м}^3$. Однако, в отличие от облаков верхнего яруса, дисперсия величин Z в облаках среднего яруса несколько больше ($\sigma_{Ac, As} = 1,24$), чем в Ci.

Увеличение дисперсии Z является следствием фазовой неоднородности облаков типа Ac и As, в которых наряду с переохлажденными кап-

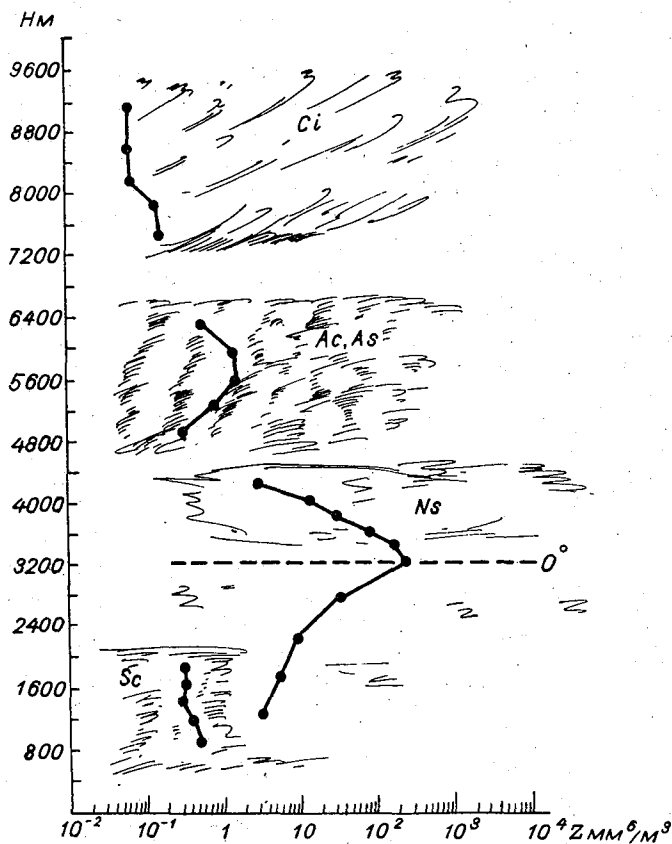


Рис. 2. Вертикальные профили отражаемости для различных типов облаков.

лями присутствуют ледяные капли и снежинки. Рассмотрение повторяемости величин Z в различных типах облаков показывает, что единственное значение отражаемости в произвольной точке облака не может служить однозначным признаком его типа, так как все наблюдаемые формы облаков создают относительно широкий диапазон интенсивности радиоэхо.

Радиолокационные различия в отдельных формах облаков лучше проявляются в статистических величинах их отражаемости, которые могут быть получены на основе многочисленных измерений интенсивности радиоэхо в различных точках облака. Однако такой подход в практике оперативной работы является малопримемлемым, так как требует затраты времени на проведение измерений и статистической обработки

полученных результатов. Более характерным радиолокационным признаком наблюдаемого типа облачности является ее вертикальный профиль отражаемости. Получение такого профиля не требует статистической обработки результатов измерений, а может быть выполнено практически мгновенно. С другой стороны, вертикальный профиль Z более явно, чем статистические характеристики Z , отражает основные закономерности интегральной микроструктуры облака, а следовательно, и физические процессы его образования.

Представленные на рис. 2 вертикальные профили Z различных типов облаков можно подразделить на три основных типа. Для первого из них характерно незначительное изменение Z с высотой, лежащей в пределах возможных погрешностей измерений интенсивности радиолокационного эхо (± 2 дБ). Такой вид профиля свойствен микроструктуре однородных по вертикали облаков, какими являются Sc и Ci. Оба типа облаков не содержат обычно крупных частиц локализовано на каком-либо из уровней высот и имеют вполне однозначное фазовое строение.

Второй вид профиля характерен только для слоисто-дождевых облаков типа Ns, имеет четко выраженный максимум Z на высоте, близкой к уровню расположения нулевой изотермы (обычно ниже изотермы 0° на 200—300 м).

Наличие максимума Z в слое таяния обусловлено увеличением отражений снежинок и кристаллов за счет их обводнения. Падение Z ниже нулевой изотермы связано с уменьшением концентрации количества растаявших частиц, вызванным большими скоростями падения капель, чем обводненных снежинок и кристаллов. Таким образом, особенности наблюдаемого профиля полностью определяются фазовыми различиями отражающих в облаке частиц и их переходом из одного агрегатного состояния в другое.

Третий вид профиля специфичен для облаков среднего яруса типа Ac и As, он характеризуется незначительным увеличением Z в средней толще облачности. В отличие от Ns, нечетко выраженный максимум Z здесь не связан с высотой нулевой изотермы. Несмотря на фазовую неоднородность таких облаков, в которых, как правило, наряду с твердыми частицами присутствуют и переохлажденные капли, возникновение максимума Z не может быть объяснено изменением их агрегатного состояния, так как высота расположения максимума находится в области отрицательных температур.

Скорее всего появление максимума Z в средней толще облака объяснено присутствием в этом месте отражающих частиц наибольшего размера.

Рассмотрение особенностей вертикального распределения отражаемости в различных типах облаков показывает, что ход $Z(H)$ в ряде случаев однозначно характеризует тип облаков, а также может быть с успехом использован в качестве одного из важнейших радиолокационных критериев.

Значение хода $Z(H)$ во всей толще наблюдаемой облачности позволяет:

а) разделить слоисто-дождевые облака нижнего яруса типа Ns, простирающиеся до больших высот, и смешанные формы облачности нижнего и среднего ярусов типа Sc, St и Ac, As;

б) различить чисто кристаллические облака верхнего яруса (Ci, Cs, Cs) и облака смешанного фазового строения среднего яруса (Ac, As);

в) определить вертикальную расслоенность облачности, т. е. уровень расположения в облаках слоев с наименьшей отражаемостью.

Последнее обстоятельство имеет большое значение в практике управления воздушным движением, поэтому следует продолжить исследование в направлении использования хода Z для определения вертикального расслоения и толщины прослоек в облаках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сальман Е. М. Комплексный метод метеорологического обслуживания авиации. Труды ГГО, вып. 149, 1963.
2. Сальман Е. М., Двинская Б. Ш. Особенности картин радиоэхо облаков и осадков при различных синоптических ситуациях. Труды ГГО, вып. 159, 1964.
3. Гашина С. Б., Сальман Е. М. Особенности радиолокационных характеристик грозных облаков. См. настоящий сборник.

АНАЛИЗ ПОЛЕЙ ОБЛАЧНОСТИ И ОСАДКОВ ПО РАДИОЛОКАЦИОННЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ

В статье рассматриваются некоторые радиолокационные характеристики полей облачности и осадков и их связь с метеорологическими условиями и синоптической обстановкой. Показывается возможность использования радиолокационных наблюдений для построения карт высот поля облачности и вертикальных разрезов через облака.

Облачность является одним из очень важных элементов погоды, потому что с ней связаны различные атмосферные явления и процессы (осадки, грозы, условия видимости, обледенение самолета, болтанка и т. п.).

Не случайно характеристиками облачности интересуются многие отрасли народного хозяйства и в первую очередь авиация. Современная авиация позволяет проводить полет в некоторых формах облаков, над облаками и между облачными слоями. Тем не менее облака до настоящего времени относятся к явлениям, оказывающим существенное влияние на взлет, посадку и полет, так как в них ухудшается видимость, отсутствует визуальная ориентировка, может возникнуть обледенение самолета, неблагоприятно влияющее на его аэродинамические свойства. Во многих облаках возникают осадки, интенсивная турбулентность, грозы, град. Полет предпочитают проводить вне облаков или как можно меньше времени находиться в них. Поэтому для нормального проведения летных работ необходимо знать горизонтальную и вертикальную протяженность облачности, ее расслоение, грозоопасность и многие другие характеристики.

Облачный покров оказывает влияние на приток солнечной радиации к земной поверхности, изменяя тепловой баланс системы земля — атмосфера, так как составляющие радиационного баланса зависят от характера облачности, ее мощности и фазового состояния. Так, с увеличением мощности облачного слоя отражение и поглощение прямой солнечной радиации увеличивается, а пропускание уменьшается [1]. Отражение больше при наличии кристаллов, больше для облаков As, Sc и меньше для St. Облака влияют на величину рассеянной радиации — наибольшее влияние оказывают облака типа As и Ac. Облака нижнего яруса и Ci мало изменяют величину рассеянной радиации. Нисходящий поток длинноволновой радиации под влиянием облачности, особенно слоистой и сплошной, увеличивается, уменьшая эффективное излучение. Как правило, появление облачности вызывает уменьшение абсолютной величины радиационного баланса днем и летом, уменьшая положительный

радиационный баланс, а ночью и зимой — отрицательный радиационный баланс. Таким образом, поле облачности как бы является составляющим компонентом радиационного баланса системы земля — атмосфера и его необходимо учитывать при прогнозировании некоторых элементов погоды, как, например, туманов, температуры воздуха, заморозков на почве, при анализе трансформации воздушных масс и т. д.

К сожалению, до настоящего времени нет метода, позволяющего с достаточной объективностью и точностью определять мощность облачных слоев, их расслоенность, грозоопасность и пр. Имеющиеся косвенные способы определения верхней границы облачности типа Сb и Ns (эмпирические формулы и информация, получаемая с бортов самолетов) не дают полного представления о поле облачности и его изменчивости во времени и пространстве, горизонтальной и вертикальной протяженности и грозоопасности.

В настоящей работе показываются возможности получения характеристик высот поля облачности метеорологической радиолокационной станцией (МРЛС), а также устанавливаются статистические связи радиолокационных характеристик полей облачности и осадков с погодными условиями и их изменениями.

§ 1. Информация, получаемая с помощью МРЛС; методика наблюдений и обработка материалов

С помощью МРЛС можно получить характеристики поля облачности и осадков как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях.

Проведенными ранее исследованиями было выявлено, что:

1) эффективный радиус обнаружения¹ зон облачности и осадков для МРЛС зависит от типа облачности и ее вертикальной протяженности. Он наибольший для кучево-дождевой облачности (100—150 км) и наименьший для кучевых облаков (5—10 км) и облаков среднего и верхнего ярусов [2, 3];

2) предельное расстояние, на котором обнаруживаются облака, значительно больше эффективного радиуса обнаружения. Для кучево-дождевых и слоисто-дождевых облаков оно более 300 км [2];

3) геометрические размеры радиоэхо кучево-дождевой и слоисто-дождевой облачности, измеренные в зоне эффективного радиуса обнаружения, практически соответствуют истинным размерам самих облаков. Вероятные ошибки измерений высот верхней кромки облаков Сb являются функцией горизонтальной удаленности очага от МРЛС. Наибольшие из них ± 500 м наблюдаются на расстояниях 100—150 км. Горизонтальные размеры радиоэхо кучево-дождевой облачности практически соответствуют истинным размерам очагов [4];

4) по картинам радиоэхо можно определить характер синоптического образования [5, 6]. Однако отсутствие однозначных связей между синоптическим положением и характером погоды, возникающей при данном синоптическом положении, не позволяет только по внешнему виду радиоэхо характеризовать наблюдающиеся условия погоды. Известно, что холодные, теплые фронты и фронты окклюзии могут сопровождаться ливнями, обложными осадками и грозами или лишь слабыми осадками; аналогичная картина наблюдается и при внутримассовом положении. И в первом и во втором случаях МРЛС фиксирует малоотличающиеся по внешнему виду картины радиоэхо (рис. 1). Это обстоятельство и послужило причиной проведения детального анализа радиолокационных ха-

¹ Радиус, ограничивающий площадь, на которой МРЛС обнаруживает 100% данных облаков и явлений.

рактических полей облачности и осадков с целью выявления их более жестких связей с погодными условиями.

Для получения радиолокационных характеристик полей облачности и осадков были организованы в 1962—1963 гг. ежечасные радиолокационные наблюдения с фоторегистрацией экрана индикатора кругового обзора (ИКО) и индикатора дальность—высота (ИДВ). Одновременно измерялась интенсивность радиоэхо. Наблюдения велись в следующей последовательности:

1) круговой обзор при оптимальных углах места¹ (масштаб дальности 300 км);

2) круговые обзоры при разных углах места через 0,5—1°, начиная с 0° и до момента полного исчезновения радиоэхо на расстояниях, больших 40 км (масштаб дальности 100 км);

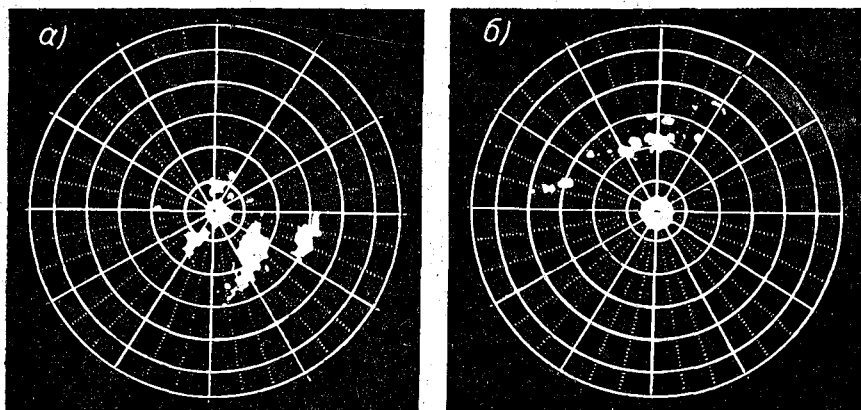


Рис. 1. Картины радиоэхо холодного фронта с грозами (а) и без гроз (б).

3) вертикальные разрезы в азимутах, кратных 30° (масштаб дальности 40 км);

4) вертикальные и горизонтальные профили интенсивности радиоэхо в очагах, расположенных над метеостанциями.

Обработка материалов предусматривала необходимость в получении высот верхней границы радиоэхо кучево-дождевой и слоисто-дождевой облачности, а также площадей и объемов, занимаемых ими.

Высоты верхней границы радиоэхо определялись по фотограммам ИДВ для облаков, расположенных на расстоянии 15—40 км, и фотограммам ИКО для облаков, расположенных на расстояниях 40—100 км. Облака, находящиеся в зоне до 15 км, не учитывались, так как на таких малых расстояниях МРЛС часто обнаруживает мелкокапельные облака, благодаря чему теряется однородность наблюдений. Исключенные из рассмотрения данные об облаках с площади радиусом 15 км составляют 2,2% всего объема получаемой информации.

Определение высот верхней границы радиоэхо по фотограммам ИДВ производилось путем выборки двух высот радиоэхо в каждом из 12 азимутов на расстояниях 20 ± 5 км и 35 ± 5 км. Всего таким образом можно было получить 24 значения высот с кольца площадью

$$(35^2 \text{ км}^2 - 20^2 \text{ км}^2) = 2580 \text{ км}^2,$$

¹ Угол возвышения антенны, при котором на ИКО обнаруживается максимальное количество отражений.

т. е. в среднем с каждых 100 км² площади по одному отсчету высоты. Высота верхней границы радиоэхо по фотограммам ИКО определялась следующим образом: район, ограниченный радиусом 100 км с центром в точке расположения МРЛС, разбивался на квадратные ячейки площадью 100 км² каждая со сторонами, ориентированными в направлении географической сетки. На полученную сетку последовательно проектировались фотограммы ИКО одной и той же серии, начиная с фотограммы, зафиксированной при максимальных углах места, до фотограммы, полученной при 0°, и записывались углы места, при которых в каждой отдельной ячейке обнаруживалось первое эхо. По расстоянию L данной ячейки от МРЛС и углу места ϵ , отмеченному в данной ячейке, определялись высоты верхней границы радиоэхо по формуле

$$H = L \sin \epsilon. \quad (1)$$

Эти высоты радиоэхо, как ранее указывалось, практически равны истинным высотам верхней границы кучево-дождевой и слоисто-дождевой облачности.

Полученное пространственное поле высот верхней границы радиоэхо использовалось для нахождения:

1) средней высоты верхней границы радиоэхо за каждый срок наблюдений $H_{\text{ср}}$;

2) повторяемости высот верхней границы радиоэхо по дискретным ячейкам пространства размером 10×10 км P ;

3) дисперсии поля высот верхней границы радиоэхо D ;

4) интегральных кривых распределения высот верхней границы радиоэхо;

5) $\bar{H}_{\text{ср}}$, P' , D' за все сроки дня с однотипным характером погоды (с грозами либо без гроз);

6) площадей радиоэхо в районе, ограниченном радиусом 200 км по фотограммам ИКО (масштаб 300 км). При этом терялось до 12% информации о S_b и 25% информации о N_s . Предполагая, что характер поля высот радиоэхо в зоне, ограниченной радиусом 200 км, мало отличается от полученного нами в радиусе 100 км, находились площади, занимаемые радиоэхо разной мощности, и общий объем радиоэхо с площади, ограниченной радиусом 200 км, за каждый срок наблюдений. Общий объем радиоэхо находился путем последовательного послойного суммирования объемов радиоэхо на разных уровнях;

7) скорости изменения высот $\frac{\Delta H}{\Delta t}$, площадей $\frac{\Delta S}{\Delta t}$ и объемов $\frac{\Delta V}{\Delta t}$ за 1 час.

При сопоставлении полученных радиолокационных характеристик полей облачности и осадков с наблюдаемой погодой, как правило, выбирались пары дней с однотипной синоптической обстановкой, но с отличающимися погодными условиями.

В общей сложности было проанализировано 55 серий за 7 дней по данным наблюдений в 1963 г. и 52 серии за 6 дней по данным наблюдений в 1962 г. Серии наблюдений, проведенные в 1962 г., отличаются тем, что в них не рассматривались высоты поля верхней границы и объемов радиоэхо, так как высоты определялись по нескольким случайным измерениям, а площади измерялись в радиусе 100 км. Потому полученные радиолокационные характеристики полей облачности и осадков по материалам 1963 и 1962 гг. не сопоставимы между собой, однако последние очень показательны с точки зрения грозоопасности при внутримассовом положении.

Для анализа полученных радиолокационных характеристик и сравнения их с погодой районов, обозреваемых МРЛС, привлекались следующие материалы: данные наблюдений 42 метеорологических станций,

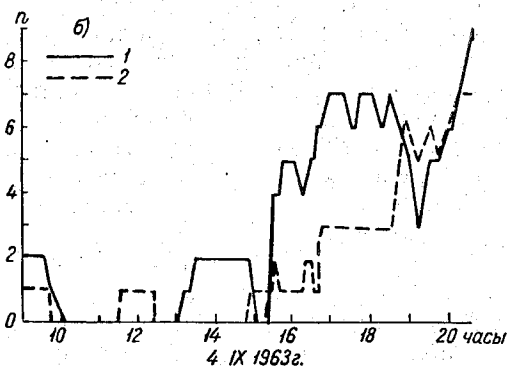
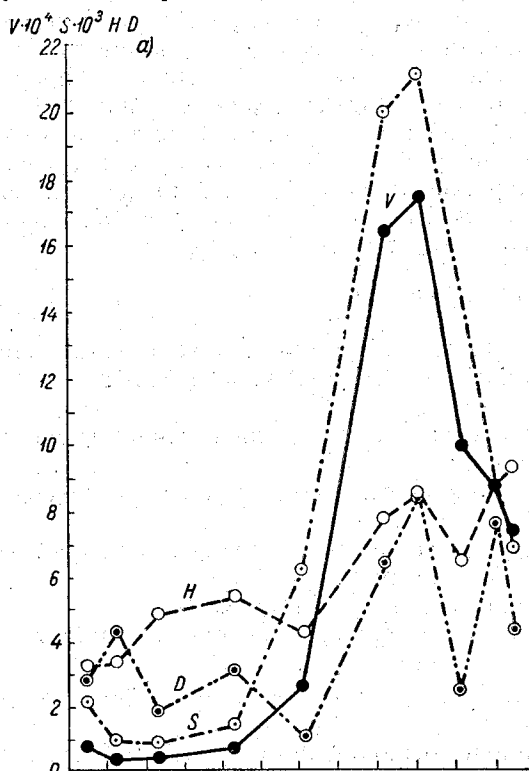


Рис. 2. Радиолокационные характеристики полей облачности и осадков (а) и характеристика погоды (б) при прохождении холодного фронта 4 сентября 1963 г.

1 — грозы, 2 — ливни.

расположенных на расстоянии не более 200 км, при анализе наблюдений 1963 г. и 16 метеостанций, расположенных на расстоянии не более 120 км, когда анализ проводился в радиусе 100 км; радиозондовые наблюдения в поселках Воейково и Сиверская; синоптические карты Европейской территории СССР; карты-кольцовки Северо-Западного УГМС и карты грозоопасности, вычисленные по методу И. А. Славина.

§ 2. Анализ радиолокационных характеристик полей облачности и осадков

Выполненные ранее радиолокационные и самолетные исследования локальных облаков указывают на существование связи между характером облачных ячеек, интенсивностью и геометрическими размерами радиоэхо [7]. На основании исследования этих связей было сделано предположение о существовании аналогичных связей между характером полей облачности и их радиолокационными характеристиками. Приведенные в табл. 1 и 2 радиолокационные характеристики полей облачности и осадков подтверждают правильность сделанного предположения. Действи-

тельно, сравнивая радиолокационные характеристики полей облачности и осадков для одинаковых синоптических обстановок, но разных условий погоды, можно отметить наличие сдвига в сторону больших значений геометрических размеров радиоэхо и дисперсии высот поля верхней границы радиоэхо при грозовых условиях.

На рис. 2 и 3 приведены радиолокационные характеристики полей облачности и осадков и характер погоды за 4 сентября и 15 августа 1963 г.

Таблица 1

Радиолокационные характеристики полей облачности и осадков по данным наблюдений 1963 г.

Дата	Время, час. мин.	Число измере- ний высот	$H_{\text{ср}}$ км	$H_{\text{макс}}$ км	D км ²	S 10 ³ км ²	V 10 ⁴ км ³	$\frac{\Delta H}{\Delta t}$ км/час	$\frac{\Delta S}{\Delta t}$ 10 ³ км ² /час	$\frac{\Delta V}{\Delta t}$ 10 ⁴ км ³ /час	Синопти- ческий объект	Число станций, зафиксировавших в радиусе 200 км			Время возник- новения 1-й грозы, час. мин.		
												К	∇	:			
4/IX	9 29	41	3,3	6	2,8	2,10	0,78	0,1	-1,40	-0,54	В. М.	2	1	0	15 24		
	10 17	17	3,4	7	4,3	1,00	0,35	1,5	-0,96	0,08	В. М.	0	0	0			
	11 20	26	4,9	6	2,0	0,90	0,43	1,5	0,24	0,14	В. М.	0	0	0			
	13 52	20	5,4	8	3,0	1,50	0,79	0,7	3,40	0,97	В. М.	0	0	0			
	15 07	21	4,3	6	1,0	6,30	2,70	-0,7	6,90	6,70	Х. Ф.	0	0	0			
	17 08	47	7,8	12	6,4	20,00	16,00	1,8	1,10	1,10	Х. Ф.	7	3	0			
	17 50	64	8,4	13	8,4	21,00	17,00	0,7	-4,20	-5,50	Х. Ф.	7	4	0			
	19 57	54	6,7	12	2,6	15,00	10,00	-1,3	-8,00	-1,40	Х. Ф.	5	6	0			
	20 00	56	8,8	12	7,7	9,00	8,90	0,3			Х. Ф.	6	8	0			
	15/VIII	9 20	43	2,7	4	0,6	1,50	0,44	0,4	4,30	0,30	Х. Ф.	0	1		1	
		10 15	56	3,1	5	0,3	5,50	1,70	-0,5	-4,30	-0,30	Х. Ф.	0	1		0	
		11 10	60	2,7	5	0,8	5,10	1,40	0,5	-0,15	-0,15	Х. Ф.	0	1		2	
12 30		48	3,4	5	1,0	4,90	1,60	0,0	0,00	0,00	Х. Ф.	0	0	5			
15 15		60	3,3	5	0,9	4,90	1,60	0,0	0,00	0,00	Х. Ф.	0	0	4			
16 15		47	3,7	6	1,0	5,00	1,80	0,4	-1,70	-0,60	Х. Ф.	0	0	0			
17 15		29	3,5	5	0,6	3,30	1,20	-0,2	-1,40	-0,58	Х. Ф.	0	0	2			
18 15		44	3,3	5	1,0	1,90	0,62	-0,3	1,20	0,48	Х. Ф.	0	0	0			
19 15		31	3,4	5	0,5	3,10	1,10	0,1	-0,60	-0,32	Х. Ф.	0	1	0			
20 15		21	3,1	5	0,4	2,50	0,78	-0,3			Х. Ф.	0	0	0			
26/VII		9 25	38	3,0	6	1,3	1,00	0,32	0,8	-1,00	-0,28	Ст. Ф.	0	0	0	11 40	
		10 00	34	3,5	5	0,9	0,46	0,16	0,5	3,80	1,80	Ст. Ф.	0	0	0		
	12 30	28	4,6	6	1,8	10,00	4,60	4,3	1,00	3,60	Ст. Ф.	1	0	2			
	14 25	25	12,8	16	5,9	12,00	15,00	-1,5	0,93	-0,65	Ст. Ф.	6	6	0			
	16 35	85	9,6	15	8,1	14,00	14,00	-0,6	0,78	-0,97	Ст. Ф.	12	6	0			
	18 00	94	8,7	13	8,0	15,00	13,00	-0,6	0,00	-0,50	Ст. Ф.	17	9	0			
	19 00	44	5,1	11	4,8	15,00	7,70	-3,6	-3,70	-0,92	Ст. Ф.	9	5	0			
	20 20	30	6,5	10	3,8	10,00	6,50	1,0			Ст. Ф.	9	2	0			

Дата	Время, час. мин.	Число измерений высот	$H_{ср}$ км	$H_{макс}$ км	D км ²	S 10 ³ км ²	V 10 ⁴ км ³	$\frac{\Delta H}{\Delta t}$ км/час	$\frac{\Delta S}{\Delta t}$ 10 ³ км ² /час	$\frac{\Delta V}{\Delta t}$ 10 ⁴ км ³ /час	Синопти- ческий объект	Число станций, зафиксировавших в радиусе 200 км			Время возник- новения 1-й грозы, час. мин.
												К	∇	:	
14/VIII	9 23	45	3,9	8	3,1	12,00	4,70	0,0	-1,80	-0,80	ст. ф.	0	7	1	11 30
	10 33	124	3,9	7	1,3	9,90	3,70	0,8	14,00	7,80	ст. ф.	0	8	1	
	11 28	113	4,9	8	1,6	25,00	12,00	-0,8	5,00	0,00	ст. ф.	1	11	2	
	12 16	123	4,2	10	2,8	29,00	12,00	0,9	0,41	2,10	ст. ф.	2	10	1	
	14 35	170	6,2	14	3,9	30,00	17,00				ст. ф.	4	12	0	
27/IX	9 20	58	3,2	5	0,5	2,10	0,60		0,12	0,00	ст. ф.	0	1	8	
	10 00	91	2,9	5	1,0	2,10	0,60	-0,5	-0,40	0,00	ст. ф.	0	1	6	
	11 15	78	2,5	5	0,5	1,60	0,40	-0,2	3,20	-0,16	ст. ф.	0	1	6	
	12 10	88	4,7	7	1,0	4,70	2,20	1,7	0,36	2,00	ст. ф.	0	1	7	
	13 00	—	—	—	—	5,00	—	—	—	—	ст. ф.	0	2	7	
	13 57	—	—	—	—	4,80	—	—	—	—	ст. ф.	0	2	5	
	14 33	—	—	—	—	3,00	—	—	—	—	ст. ф.	0	3	3	
	16 25	49	3,2	6	1,5	1,30	0,41	—	-0,80	—	ст. ф.	0	0	2	
	16 55	38	3,2	6	1,5	0,45	0,14	0,0	-1,70	-0,52	ст. ф.	0	0	1	
	3/VIII	13 00	0	0	0,0	0,00	0,00	0,0	0,00	0,00	в. м.	0	0	0	
15 22	40	8,2	12	6,1	3,10	2,60	3,3	1,20	1,00	в. м.	2	0	0		
16 17	50	8,4	11	3,7	4,70	4,00	0,3	2,10	2,00	в. м.	6	2	0		
17 31	71	7,7	12	8,3	3,50	2,70	-0,6	-0,95	-0,10	в. м.	6	4	0		
18 44	78	7,9	14	5,3	3,60	2,90	0,2	0,80	0,16	в. м.	2	2	0		
19 33	52	8,1	16	12,4	2,40	2,00	0,2	-1,40	-0,11	в. м.	2	1	0		
17/VIII	10 15	85	3,1	5	1,8	21,00	6,60		-1,50	-0,65	ф. о.	0	6	10	17 10
12 15	94	2,9	5	1,9	18,00	5,30	0,1	3,70	0,00	ф. о.	0	8	7		
13 20	114	3,6	6	1,0	14,00	5,30	0,6	-2,00	-1,6	ф. о.	0	7	11		
14 21	163	3,1	7	2,6	12,00	3,70	-0,5	6,60	0,40	ф. о.	0	7	11		
17 21	117	3,3	7	2,3	14,00	4,90	0,1	-1,00	-1,10	ф. о.	2	9	6		
18 23	91	3,0	6	1,5	13,00	3,80	0,3	-1,00	-0,30	ф. о.	1	6	7		
19 20	100	2,9	6	1,4	12,00	3,50	-0,1	-1,00	-1,00	ф. о.	0	4	6		
20 10	74	2,4	6	1,8	8,80	2,00	-0,7	-3,90	-1,00	ф. о.	0	2	3		

Примечание. х. ф. — холодный фронт, ст. ф. — стационарный фронт, ф. о. — фронт окклюзии, в. м. — внутримассовое синоггическое положение, К — грозы, ∇ — ливни, : — обложные осадки.

Таблица 2

Радиолокационные характеристики полей облачности и осадков по данным наблюдений 1962 г.

Дата	Время, час. мин.	S, 10 ³ км ²	Число станций, зафиксированных в радиусе 120 км			Дата	Время, час. мин.	S, 10 ³ км ²	Число станций, зафиксированных в радиусе 120 км		
			⊞	▽	:				⊞	▽	:
22/VII	9 30	0,00	0	0	0	27/VIII	9 19	0,04	0	0	0
	10 00	0,03	0	0	0		9 57	0,08	0	0	0
	11 02	0,05	0	0	0		12 05	0,06	0	0	0
	12 00	0,03	0	0	0		13 00	0,44	0	0	0
	14 00	0,08	0	0	0		14 00	0,44	0	0	0
	16 00	0,06	0	0	0		15 00	0,99	0	1	0
	17 00	0,15	0	0	0		16 00	0,59	0	1	0
	17 36	0,76	0	0	0		17 00	0,03	0	0	0
23/VII	9 00	0,04	0	0	0	2/IX	18 00	0,04	0	0	0
	10 00	0,02	0	0	0		19 00	0,02	0	0	0
	11 00	0,02	0	0	0		9 00	0,10	0	0	0
	12 00	0,00	0	0	0		9 45	0,55	0	0	0
	13 00	0,00	0	0	0		11 00	0,56	0	0	0
	14 00	0,05	0	0	0		12 00	0,88	0	1	0
	15 00	0,25	0	0	0		13 00	1,70	1	2	0
	16 00	0,24	0	0	0		14 00	3,90	2	4	0
17 00	0,08	0	0	0	15 00	2,70	0	3	0		
14/VIII	18 00	0,02	0	0	0	3/IX	9 45	0,02	0	0	0
	9 07	0,03	0	0	0		9 57	0,02	0	0	0
	10 03	0,01	0	0	0		11 20	0,44	0	0	0
	11 00	0,08	0	0	0		13 59	4,60	0	6	0 ¹
	11 48	0,09	0	0	0		14 29	3,80	0	4	0 ¹
	13 00	0,01	0	0	0		16 00	2,10	0	4	0
	14 00	0,07	0	0	0		16 56	2,20	0	3	0
	15 00	0,01	0	0	0		17 25	2,20	0	3	0
16 00	0,01	0	0	0							
17 02	0,01	0	0	0							

¹ Станция расположена на расстоянии 130 км.

15 августа через район Сиверской проходил малоподвижный холодный фронт с ливнями. На площади, ограниченной радиусом 200 км, 18 метеорологических станций зафиксировали ливневые осадки разной интенсивности. Максимальное число ливней наблюдалось с 11 час. 49 мин. до 12 час. 45 мин. (2—3 станции с ливнем) и с 15 час. 00 мин. до 18 час. 00 мин. (4—6 станций с ливнем). Отсутствовали ливни с 18 час. 12 мин. до 18 час. 30 мин. и с 19 час. 20 мин. до 20 час. 25 мин.

4 сентября до 15 час. наблюдалась внутримассовая облачность, с 15 час. — приближение холодного фронта с грозами и ливнями. Через Сиверскую фронт проходил примерно в 21 час. Ливни и грозы отмечались 19 метеостанциями. Наибольшее число гроз (6—7 станций с грозами) пришлось на период от 16 час. 30 мин. до 18 час. 30 мин. и на период после 20 час. 00 мин. (8—9 станций с грозой). Минимум гроз (3 станции) был в 19 час. 20 мин., а с 15 час. 06 мин. до 15 час. 24 мин. ни одна станция гроз не давала. Кроме гроз, наблюдались еще ливни.

В этот период МРЛС обнаруживала следующее:

1. Средняя высота верхней границы поля радиоэхо 15 августа колебалась в пределах 3—4 км, а максимальные высоты не превышали 6 км,

4 сентября в часы фронтальной грозовой деятельности первые составляли 6—9 км, вторые — 13 км. Такие значения высот верхней границы радиоэхо полей облачности и осадков находятся в соответствии с ранее проведенными исследованиями верхней границы ливневых и грозовых облаков на МРЛС [8 и 9].

2. 15 августа величины площадей радиоэхо были от $0,15 \times 10^4$ км² до $0,55 \times 10^4$ км², величины объемов — от $0,44 \times 10^4$ км³ до $0,18 \times 10^5$ км³; 4 сентября площади радиоэхо охватывали от $0,70 \times 10^4$ км² до $0,21 \times 10^5$ км², объемы — от $0,65 \times 10^5$ км³ до $0,17 \times 10^6$ км³. Таким образом,

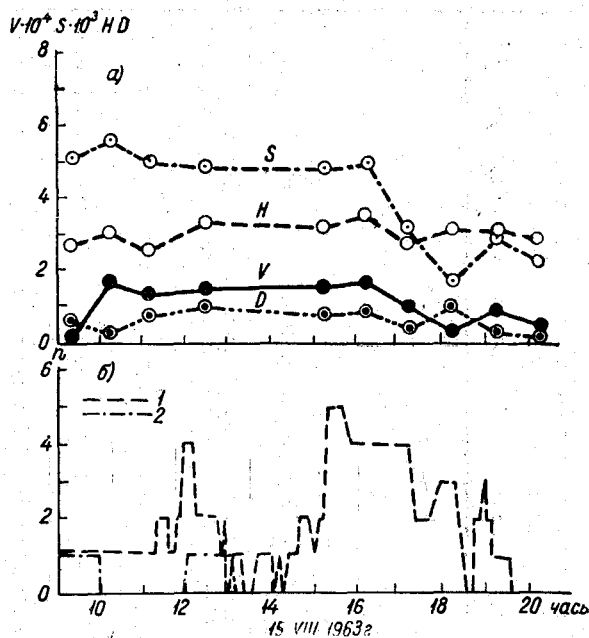


Рис. 3. Радиолокационные характеристики полей облачности и осадков (а) и характеристика погоды (б) при прохождении холодного фронта без гроз 15 августа 1963 г.

1 — ливни, 2 — обложные осадки.

му полю облачности соответствуют геометрические размеры радиоэхо на порядок больше, чем негрозовому.

В табл. 1 не приводятся радиолокационные характеристики поля внутримассовой облачности в дни без гроз вследствие их отсутствия. Тем не менее можно утверждать, что геометрические размеры радиоэхо были бы также на порядок меньше, чем в дни с грозами. Это подтверждается наблюдениями, проведенными в 1962 г.

Данные табл. 2 подтверждают, что площади радиоэхо при грозовом положении больше ($2,0 \times 10^3$ км²— $4,6 \times 10^3$ км²) площадей радиоэхо ливней без гроз ($0,6 \times 10^3$ км²— $2,2 \times 10^3$ км²), а последние больше площадей радиоэхо облачности без осадков (0 — $0,76 \times 10^3$ км²).

При анализе радиолокационных характеристик полей облачности и осадков было обнаружено существование некоторого сдвига по фазе между ростом геометрических размеров радиоэхо и началом грозовой деятельности, экстремальными размерами радиоэхо и интенсивностью¹ гро-

¹ Интенсивность грозовой деятельности характеризуется числом станций, отмечавших грозы.

зовой деятельности. Как правило, сначала обнаруживаются изменения геометрических размеров радиоэхо, а затем уже соответствующие изменения погоды. Так, 4 сентября бурный рост геометрических размеров радиоэхо начался в 15 час. 07 мин., а первая фронтальная гроза была зафиксирована в 15 час. 35 мин. 26 июля началу грозовой деятельности в 11 час. 40 мин. предшествовал рост геометрических размеров радиоэхо с 10 час. 00 мин.; 14 августа рост геометрических размеров радиоэхо начался в 10 час. 33 мин., первая гроза зафиксирована в 11 час. 30 мин. 3 августа рост геометрических размеров начался после 13 час. 00 мин., первая гроза возникла в 15 час. 20 мин. Наконец, 17 августа гроза возникла в 17 час. 00 мин., когда наблюдавшееся в течение дня уменьшение геометрических размеров радиоэхо в предгрозовой период сменилось их ростом.

Сравнивая геометрические размеры радиоэхо (ГРРЭ) перед началом и в момент грозовой деятельности, можно отметить их увеличение в несколько раз. 4 сентября площади и объемы соответственно увеличивались в 3 и 5,5 раза за 2 часа, 26 июля в 20 и 30 раз за 2,5 часа, 14 августа в 3 и 4 раза за 1 час; 3 августа до начала грозовой деятельности практически отражений не было и с 13 час. 00 мин. до 15 час. 22 мин. ГРРЭ достигли $H_{ср}=8,2$ км, $S=0,31 \times 10^4$ км² и $V=0,26 \times 10^5$ км³.

К началу грозовой деятельности резко увеличиваются также и величины средних значений и дисперсии поля высот верхней границы радиоэхо (табл. 1).

Для выяснения закономерности колебаний геометрических размеров радиоэхо и связи их с погодными условиями проводилось сравнение размеров радиоэхо и интенсивности грозовой деятельности.

4 сентября максимальные размеры радиоэхо наблюдались от 17 час. 08 мин. до 17 час. 54 мин. (табл. 1). Максимальная грозовая деятельность продолжалась до 18 час. 30 мин. Минимальные размеры радиоэхо наблюдались в 15 час. 07 мин. — в период, когда ни одна станция не фиксировала грозы.

26 июля максимальные геометрические размеры радиоэхо были с 14 час. 25 мин. до 18 час. 00 мин., максимальная грозовая деятельность — с 16 час. 30 мин. до 19 час. 30 мин., минимальные геометрические размеры радиоэхо наблюдались в 12 час. 30 мин., минимальная грозовая деятельность продолжалась с 11 час. 40 мин. до 13 час. 15 мин.

14 августа наблюдались незначительные колебания геометрических размеров радиоэхо в период грозовой деятельности и в течение всего дня отмечалась равномерная интенсивность грозовой деятельности.

3 августа также наблюдалось незначительное изменение геометрических размеров радиоэхо. При этом мало менялась и интенсивность грозовой деятельности.

Таким образом, на основании вышеприведенного анализа можно сделать следующие выводы:

1. Началу грозовой деятельности предшествует резкое увеличение геометрических размеров радиоэхо.

2. Большим (малым) колебаниям геометрических размеров радиоэхо соответствуют большие (малые) колебания условий погоды.

3. Максимальным (минимальным) геометрическим размером радиоэхо соответствует максимальное (минимальное) развитие конвекции и грозовой деятельности. Как правило, изменению конвективной деятельности предшествует изменение геометрических размеров радиоэхо. Исключением является 4 сентября, когда максимум грозовой деятельности начался в 16 час. 30 мин., в то время как максимальные геометри-

ческие размеры радиоэхо зарегистрированы несколько позднее — в 17 ч. 09 мин. Это, очевидно, связано с отсутствием наблюдений в промежуточные между 15 и 17 часами сроки. Снятые с графика значения геометрических размеров радиоэхо для момента времени 16 час. в предположении равномерного изменения их составляли $H_{\text{ср}}=6$ км, $S=0,13 \times 10^5$ км², $V=0,10 \times 10^6$ км³ и $D=4$ км², что весьма близко к максимальным значениям.

Сделанные выводы могут быть пояснены следующим образом.

Начинающийся рост облаков приводит к росту облачных элементов, увеличению водности, появлению кристаллов и зарядению облаков. Процесс этот происходит постепенно, накопление количественных изменений в поле облачности приводит к новому качеству — появлению грозных облаков. МРЛС в начальной стадии развития облаков не фиксирует все облака, а только какое-то ядро. По мере развития облака, превращения его в грозное или ливневое МРЛС регистрирует весь облачный объем, почему и наблюдается резкое увеличение геометрических размеров радиоэхо.

В процессе развития поля облачности из него выпадают осадки, облака частично рассеиваются и размеры радиоэхо при этом уменьшаются, однако грозная деятельность еще длительный период сохраняется.

Полученные закономерности позволяют с некоторой заблаговременностью прогнозировать появление и исчезновение грозных облаков. Зная в данный момент времени геометрические размеры радиоэхо S и V и рассчитав скорость изменения геометрических размеров радиоэхо $\frac{\Delta V}{\Delta t}$ и $\frac{\Delta S}{\Delta t}$ за небольшой промежуток времени t (5—10 мин.) и предполагая, что и в дальнейшем сохранятся аналогичные изменения, можно рассчитать ожидаемые размеры площадей радиоэхо S_1 и объемов V_1 через промежуток времени t по формулам:

$$S_1 = S_0 + \frac{\Delta S}{\Delta t} t, \quad (2)$$

$$V_1 = V_0 + \frac{\Delta V}{\Delta t} t. \quad (3)$$

Из-за отсутствия более частых серий наблюдений нельзя найти связи скоростей изменения геометрических размеров радиоэхо с изменениями характера погоды. Для выяснения этого вопроса, а также выявления критических значений геометрических размеров радиоэхо, при которых следует ожидать перестройку негрозного поля облачности в грозное, следует организовать специальные учащенные серии наблюдений.

Для удобства анализа полей облачности и осадков при одинаковых синоптических обстановках и разных условиях погоды было произведено осреднение их радиолокационных характеристик для каждого дня по срокам с однотипными характерами погоды. Такое осреднение можно было сделать, так как в этих случаях сохранялся однообразный характер радиолокационного поля независимо от времени суток. Результаты осредненных радиолокационных характеристик, а также их максимальные и минимальные значения по отдельным срокам для данного типа погоды приводятся в табл. 3 и 4 и на рис. 4. Анализ полученных данных позволяет обнаружить, что:

1) для одинаковых синоптических обстановок геометрические размеры радиоэхо при наличии гроз на порядок больше, чем при их отсутствии;

Таблица 8

Статистические радиолокационные характеристики полей облачности и осадков, осредненные по срокам с однотипным характером погоды

Дата	$\bar{H}_{ср}$ км	$H_{макс}$ км	$H_{ср, мин}$ км	$H_{ср, макс}$ км	D' км	\bar{S} 10^3 км ²	$S_{макс}$ 10^3 км ²	$S_{мин}$ 10^3 км ²	\bar{V} 10^4 км ³	$V_{макс}$ 10^4 км ³	$V_{мин}$ 10^4 км ³	Энергия неустойчи- вости, дж/кг	Характеристика погоды
4/IX	6,5	13,0	6,7	9,2	6,8	14,0	21,0	7,0	12,0	17,0	6,5	291,4	Холодный фронт с К и ∇
15/VIII	3,2	6,0	2,7	3,7	0,8	3,7	5,5	1,5	1,2	1,8	0,4	-1283,4	Холодный фронт с ∇
26/VII	8,9	16,0	5,1	12,8	11,4	13,0	15,0	10,0	10,0	15,0	4,6	—	Стационарный фронт с К и ∇
14/VIII	5,1	14,0	4,2	6,2	4,7	28,0	30,0	25,0	13,7	17,0	12,0	222,2	То же
27/IX	3,3	7,0	2,5	4,7	1,6	2,8	5,0	0,4	0,6	2,2	0,1	-1446,0	Стационарный фронт с ∇ и :
3/VIII	8,1	16,0	7,7	8,4	11,4	3,5	4,7	2,4	2,8	4,0	2,0	483,6	Внутримассовые К
17/VIII	3,1	7,0	2,4	3,6	2,0	14,0	21,0	8,8	3,5	5,3	2,0	-43,4	Фронт окклюзии по типу теплового без К

Примечание. $\bar{H}_{ср}$, \bar{S} , \bar{V} — средние по всем срокам наблюдений с одинаковыми условиями погоды значения высот верхней границы, площадей и объемов радиоэхо; $H_{ср, макс}$, $H_{ср, мин}$; $S_{макс}$, $S_{мин}$; $V_{макс}$, $V_{мин}$ — максимальные и минимальные значения высот верхней границы, площадей и объемов радиоэхо за отдельные сроки наблюдений; D' — дисперсия высот поля верхних границ радиоэхо по всем срокам наблюдений с одинаковыми условиями погоды.

Таблица 4

Повторяемость высот полей верхних границ радиозоно при различных синоглических положениях

Дата	Число случаев и повторяемость	H км																Синоглическое положение	
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16		
4/IX	N P	0 0	2 0,007	10 0,037	15 0,056	17 0,063	19 0,070	48 0,180	34 0,126	29 0,107	41 0,151	29 0,107	23 0,085	3				270	Холодный фронт с К и ∇
15/VIII	N P	5 0,010	109 0,224	199 0,408	140 0,287	33 0,167	2	0,004										488	Холодный фронт с ∇
26/VII	N P	1 0,004	3 0,016	10 0,035	18 0,065	25 0,090	15 0,054	17 0,060	25 0,090	29 0,104	42 0,152	27 0,097	14 0,050	21 0,075	27 0,097	2	1	277	Стационарный фронт с К и ∇
14/VIII	N P	4 0,010	21 0,050	49 0,120	96 0,236	65 0,159	57 0,144	47 0,116	29 0,072	21 0,053	12 0,029	2 0,004	2 0,004	0	1			406	Стационарный фронт с К и ∇
27/IX	N P	23 0,057	83 0,206	138 0,344	80 0,198	58 0,144	18 0,046	2	0,005									402	Стационарный фронт с : и ∇
3/VIII	N P	2 0,006	4 0,012	11 0,033	15 0,043	23 0,070	28 0,097	29 0,100	47 0,164	55 0,189	22 0,076	21 0,071	19 0,051	5 0,018	7 0,025	0	2	290	Внутримассовые К и ∇
17/VIII	N P	124 0,146	196 0,235	183 0,216	225 0,264	79 0,092	30 0,035	13	0,012									850	Фронт окклюзии по типу теплогос ∇ и :

2) распределение высот поля верхней границы радиоэхо при наличии гроз отличается большой дисперсией (рис. 5);

3) интегральные кривые распределения поля высот верхней границы радиоэхо при наличии гроз обладают большим наклоном (рис. 6);

4) средние высоты верхней границы радиоэхо при грозах больше, чем при негрозовой облачности;

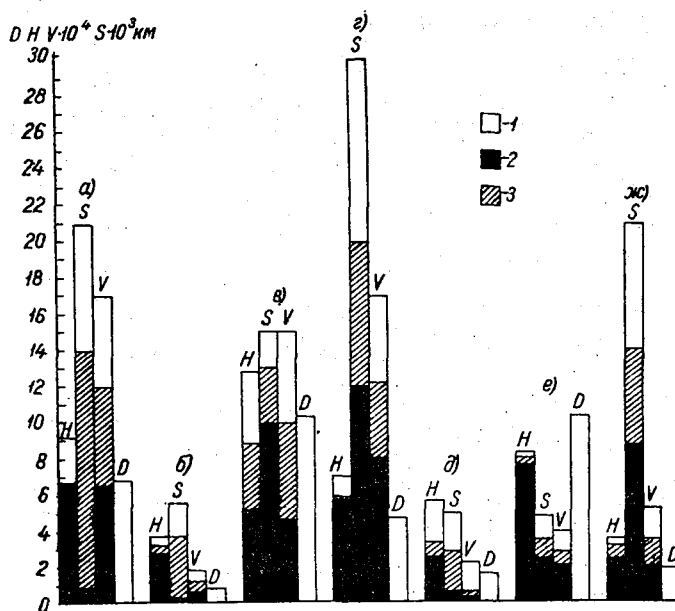


Рис. 4. Статистические радиолокационные характеристики полей облачности и осадков различных синоптических объектов.

а — холодный фронт с грозой 4 сентября 1963 г., б — холодный фронт без гроз 15 августа 1963 г., в — стационарный фронт с грозой 26 июля 1963 г., г — стационарный фронт с грозой 14 августа 1963 г., д — стационарный фронт без гроз 27 сентября 1963 г., е — внутримассовые грозы 3 августа 1963 г., ж — фронт окклюзии по типу теплого с ливнями 17 августа 1963 г. 1 — максимальные размеры радиоэхо, 2 — минимальные размеры радиоэхо, 3 — средние размеры радиоэхо.

5) абсолютные величины площадей и объемов радиоэхо зависят от синоптической обстановки. Наибольшие величины наблюдались у стационарных и холодных фронтов с грозами, самые малые — у стационарных фронтов без гроз и внутримассовых ливней;

6) площади и объемы внутримассовых гроз и ливней имеют тот же порядок величин, что и у фронтальных облаков без гроз. Площади радиоэхо фронтов окклюзии по типу теплого без гроз имеют такой же порядок величин, как и холодных фронтов с грозами.

Таким образом, площади и объемы радиоэхо для одних синоптических обстановок с грозами могут иметь такие же размеры, как для других синоптических обстановок, но без гроз. Поэтому для выявления характера поля облачности недостаточно знать только геометрические размеры радиоэхо. Необходимо еще учитывать средние значения и дисперсии высот верхней границы радиоэхо, а также характер синоптической обстановки. Решение этой неоднозначной задачи облегчается тем, что характер синоптической обстановки может быть определен по радиолокационным данным [5, 6].

Статистические характеристики геометрических размеров радиоэхо

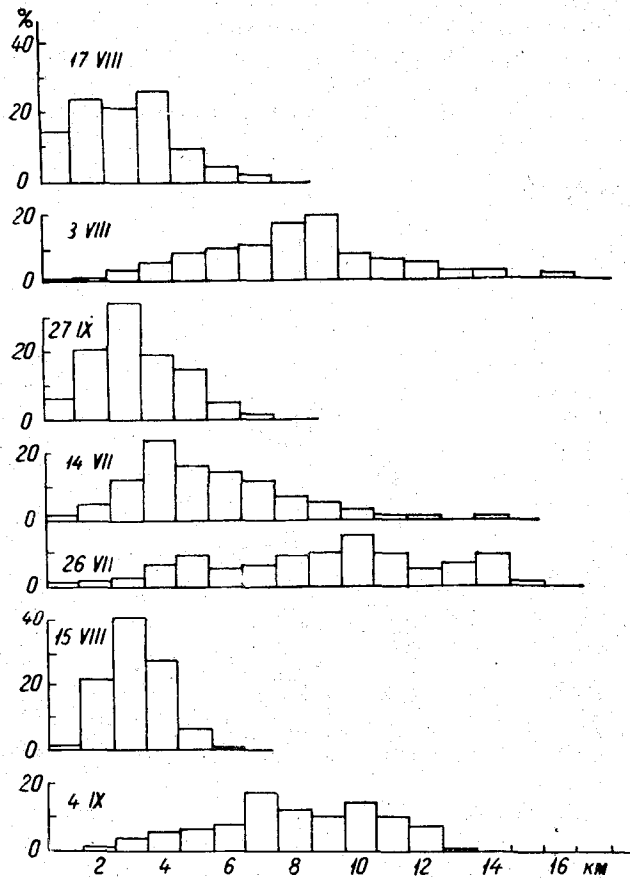


Рис. 5. Гистограммы поля высот верхней границы радиоэхо различных синоптических объектов для грозовых и негрозовых условий погоды.

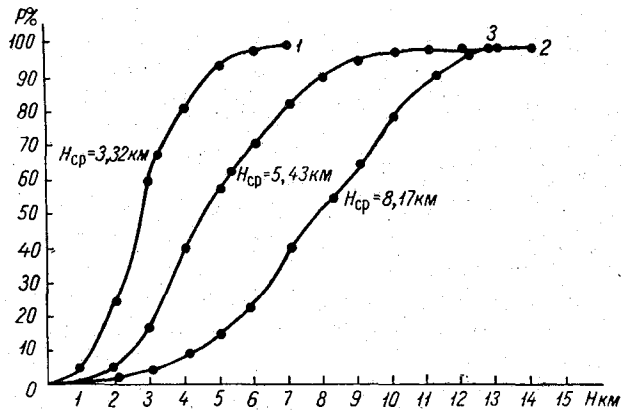


Рис. 6. Интегральные кривые распределения поля высот верхней границы радиоэхо для грозовых и негрозовых условий погоды.
1 — 27 сентября (без гроз), 2 — 14 августа (с грозами), 3 — 4 сентября (с грозами).

сравнивались с энергиями неустойчивости, рассчитанными по данным вертикального зондирования атмосферы в Воейково и Сиверской за 15 час. Во всех случаях получались однозначные связи, а именно: большим значениям энергии неустойчивости соответствовали большие значения геометрических размеров радиоэхо, причем при наличии грозового поля энергия неустойчивости положительная. Полю облачности и осадков без гроз соответствовала отрицательная энергия неустойчивости (табл. 3).

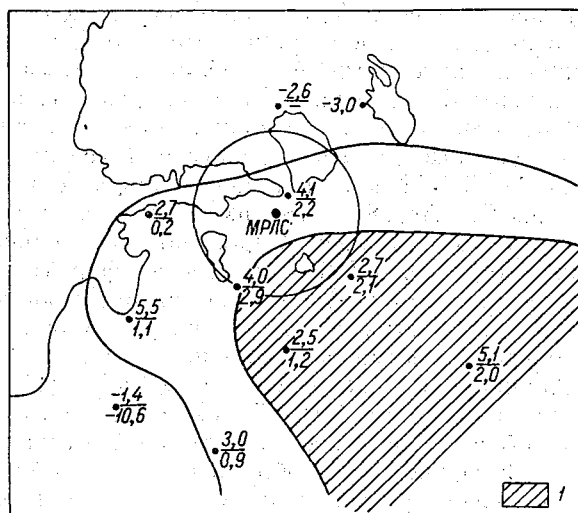


Рис. 7. Карта грозоопасного положения, по И. А. Славину, 15 августа 1963 г.
Заштрихованная зона — грозоопасная зона, по И. А. Славину.

Подобные сопоставления позволяют надеяться на возможность определения величины энергии неустойчивости атмосферы по радиолокационным характеристикам.

Наконец, полученные статистические характеристики грозоопасного положения сравнивались с картами грозоопасности, вычисленными по методу И. А. Славина, оправдываемость которых 91% [10]. Во всех случаях обнаружилось полное совпадение, только 15 августа по картам грозоопасности в районе Сиверской должны были быть грозы (рис. 7), в то время как гроз не было. Радиолокационные характеристики также указывали на отсутствие гроз.

§ 3. Радиолокационные характеристики поля высот верхней границы облачности и использование их в службе прогнозов

Если с помощью МРЛС производить круговые обзоры под разными углами места и обработку указанным ранее методом, то можно получить поле верхней границы мощной кучевой, кучево-дождевой и слоисто-дождевой облачности. Однако известно, что МРЛС на расстояниях более 20—30 км практически не обнаруживает облака верхнего и среднего ярусов, а также *Cu hum.* и *Sc*, поэтому информация об облачности получается неполной. Учитывая, что при многих синоптических положениях облака верхнего, среднего ярусов, а также *Sc* занимают районы протяженностью в тысячи километров [11] и имеют существенное значение, необходимо уметь восполнять этот пробел. В тех случаях, когда наблю-

даются облака *Ci fil.* мощностью в несколько сот метров и протяженностью несколько километров, отсутствие информации о них хотя и нежелательно, но все же допустимо. При наличии же облаков типа *Ci sp.*, *Cs*, *Ac*, *Sc*, *St*, мощность которых 1—3 км и протяженность порядка 1000 км, отсутствие информации о них недопустимо.

Получить характеристики высот вышеуказанных облаков можно также с помощью МРЛС, причем в некоторых случаях только радиолокационным методом. Так, например, при наличии десятибалльной облачности нижнего яруса нельзя определить визуально имеющиеся облака среднего и верхнего ярусов. Аналогично за сплошной облачностью среднего яруса визуально не обнаруживаются облака верхнего яруса.

Для получения характеристик этих облаков с помощью МРЛС достаточно сделать вертикальные разрезы в нескольких азимутах и определить по ИДВ верхние и, если возможно, нижние границы облаков, распространив полученные данные в малом радиусе на площади с радиусом действия МРЛС. Такое допущение правомерно, так как известно, что *Ci sp.*, *Cs*, *Ac*, *Sc* и *St* имеют большие горизонтальные протяженности и мало меняющиеся в пространстве мощности [12, 13, 14].

В тех случаях, когда на МРЛС некоторые формы облачности не обнаруживаются даже в ближней зоне, т. е. на расстояниях менее 5 км, для получения характеристик поля облачности можно использовать накопитель, который в режиме вертикального зондирования позволяет зафиксировать нижние и верхние кромки всех облаков [15].

По данным наблюдений на МРЛС можно построить карту высот верхней границы облачности (рис. 8), а также вертикальные разрезы в любом азимуте. Графическое изображение поля облачности очень наглядно и дает большее представление о его пространственной структуре, чем количественные и даже численные характеристики. Действительно, 4 сентября в 18 час. 00 мин. средняя высота поля облачности была 8,6 км, в то же время, как видно из рисунка, имеются высоты 13 и 3 км. Указанный здесь разброс высот можно было бы получить по характеристике дисперсии, однако последняя все равно не могла бы указать районы с максимальными и минимальными высотами облаков. Графическое изображение полей облачности еще удобно и тем, что на нем обнаруживается вертикальная расслоенность облачности.

Карты высот верхней границы облачности и вертикальные разрезы могут быть использованы как в синоптической службе, так и непосредственно в авиационно-диспетчерской службе для проводки самолетов, выявления зон обледенения, грозоопасности, эшелонирования самолета и пр.

Для выявления обледенения в зонах облачности и осадков необходимо на вертикальном разрезе, построенном по радиолокационным наблюдениям в направлении полета самолета, провести положение изотерм 0 и -10° по данным температурного зондирования (прерывистые линии на рис. 8). Степень обледенения следует определять по общеизвестным в синоптическом анализе методам с учетом характера облачности, скорости полета самолета и пути, проходимого им в переохлажденной части облаков.

Для выявления зон грозоопасности необходимо сначала подвергнуть поле облачности статистическому анализу. Если радиолокационные статистические характеристики укажут на грозоопасность поля, то районы с максимальными высотами будут наиболее грозоопасными.

Графическое изображение и анализ поля высот верхней границы радиоэхо могут быть использованы в синоптическом анализе для выявления трансформации воздушных масс и фронтов, для уточнения прогноза

температур и т. п. Очевидно, более эффективным анализ полей облачности станет тогда, когда информация о них будет получаться с нескольких радиолокационных станций, охватывающих районы, сопоставимые с размерами синоптических объектов.

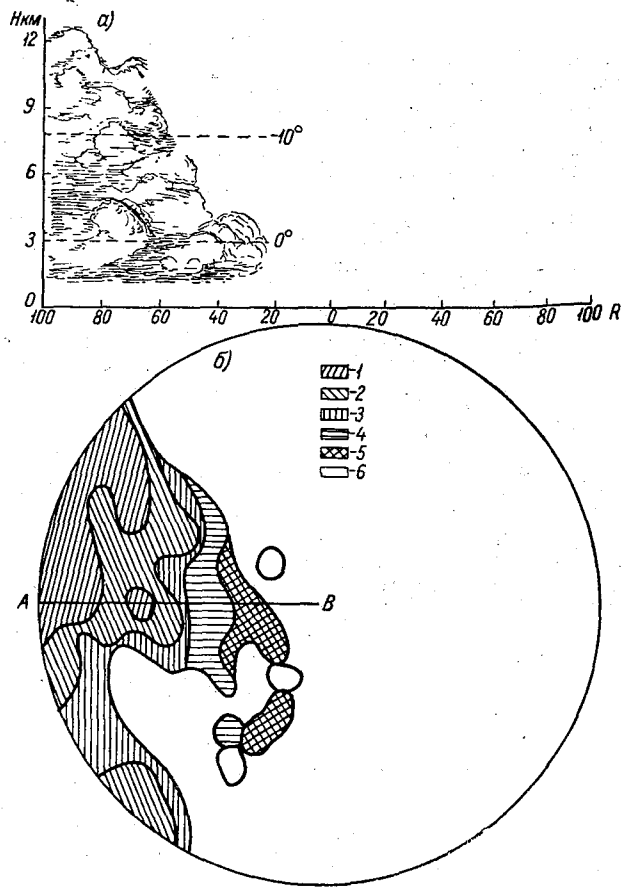


Рис. 8. Вертикальный разрез облаков (а) и карта поля высот облачности (б), построенные по данным радиолокационных наблюдений.

1 — 12—13 км, 2 — 10—11 км, 3 — 8—9 км, 4 — 6—7 км, 5 — 4—5 км, 6 — 2—3 км.

Выводы

1. Выявлена связь геометрических размеров радиоэхо полей облачности и осадков с характером погоды. При одинаковых синоптических условиях геометрические размеры радиоэхо поля грозовых облаков на 1—2 порядка больше соответствующих полей облачности и осадков без гроз.

2. Дисперсии высот поля верхней границы радиоэхо при грозах значительно больше, чем без них.

3. Существует зависимость изменения геометрических размеров радиоэхо полей облачности и осадков с изменениями характера погоды. Изменение геометрических размеров радиоэхо, как правило, предшествует изменениям погоды, что может быть использовано для определения тенденции развития облачной системы.

4. С помощью МРЛС можно получить карту и вертикальные разрезы поля высот верхней границы облачности, что может быть использовано в авиационно-диспетчерской службе для проводки самолетов, выявления грозоопасных зон, зон обледенения самолета, а также в службе прогнозов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Чельцов Н. И. Исследование отражения, пропускания и поглощения солнечной радиации облаками некоторых форм. Труды ЦАО, вып. 8, 1952.
2. Дивинская Б. Ш., Сальман Е. М. Вероятность радиолокационных обнаружений осадков. Труды ГГО, вып. 159, 1964.
3. Игнатова Р. В., Петрушевский В. А. Эффективность и обеспеченность радиолокационных обнаружений облаков, не дающих осадков. См. настоящий сборник.
4. Петрушевский В. А., Сальман Е. М. Определение высоты кучево-дождевых облаков радиолокационным методом. Труды ГГО, вып. 159, 1964.
5. Дивинская Б. Ш., Сальман Е. М. Особенности картин радиоэхо облаков и осадков при различных синоптических ситуациях. Труды ГГО, вып. 159, 1964.
6. Дивинская Б. Ш. Опыт применения радиолокационных наблюдений для уточнения синоптического положения. См. настоящий сборник.
7. Гашина С. Б., Сальман Е. М. Особенности радиолокационных характеристик грозных облаков. См. настоящий сборник.
8. Сальман Е. М. Некоторые вопросы улучшения службы радиолокационного штормоповещения. Труды ЦАО, вып. 20, 1958.
9. Жупахин К. С., Сальман Е. М. Некоторые результаты радиолокационных исследований вертикальной структуры ливней и гроз. Труды ГГО, вып. 159, 1964.
10. Десяткова М. И. О прогнозах гроз по методу И. А. Славина. Труды ГГО, вып. 121, 1961.
11. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Гидрометеонздат, Л., 1961.
12. Баранов А. М. Вертикальная напряженность облаков верхнего яруса. Метеорология и гидрология, вып. 6, 1958.
13. Физика облаков. Под редакцией А. Х. Хргиана. Гидрометеонздат, Л., 1961.
14. Решетов Г. Д. Облачность верхней тропосферы. Труды ЦИП, вып. 31, 1961.
15. Жупахин К. С. Применение накопителя для увеличения метеорологической эффективности радиолокационной аппаратуры. См. настоящий сборник.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ СИНОПТИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ

В статье рассматривается возможность использования радиолокационной метеорологической информации в практике синоптического анализа и, в частности, для уточнения положения синоптических объектов.

Основой прогноза погоды является анализ синоптического положения и в первую очередь анализ синоптических карт.

Вопрос возможности использования данных радиолокационных наблюдений для службы прогнозов вообще и для анализа синоптических карт в частности не нов.

Имеются работы отечественных ученых, посвященные этой проблеме. Многочисленные работы зарубежных авторов свидетельствуют о том, что радиолокационная информация практически используется в синоптической службе. Тем не менее у нас до сих пор данные радиолокационных наблюдений не используются синоптиками ни в практике диагноза синоптического положения, ни в практике краткосрочного прогноза погоды.

Применение метеорологической радиолокационной станции (МРЛС) с высокой обеспеченностью радиолокационных обнаружений зон Сb и Ns [1], которая в зоне эффективного радиуса обнаружений фиксирует горизонтальные и вертикальные размеры Сb и Ns, близкие к истинным [2], позволило поставить задачу возможности ее использования в практике синоптического анализа.

На первых порах исследовался вопрос о существовании связей синоптического положения с получаемыми картинами радиоэхо на индикаторе кругового обзора (ИКО) и индикаторе дальность — высота (ИДВ). Полученные однозначные связи [3] позволили перейти к более сложной задаче — использованию радиолокационных наблюдений для уточнения синоптического положения, а следовательно, прогноза погоды.

При анализе синоптических карт, как известно, синоптик встречается с целым рядом трудностей: дискретным характером информации о погоде (через 3 часа), редкой сетью информационных метеостанций (100—150 км друг от друга), неоперативностью поступающей информации (карты погоды поступают к синоптику через несколько часов после производства наблюдений), отсутствием информации о вертикальной протяженности облачных систем.

Радиолокационный метод наблюдений обеспечивает производство обзоров полей облачности и осадков непрерывно, с достаточной точностью и на больших площадях, поэтому синоптик имеет возможность

мгновенно получить картину распределения облаков и осадков как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскости. Все это, очевидно, может помочь синоптику в анализе синоптических карт.

Для выявления более конкретных возможностей МРЛС в практике синоптического анализа было произведено сопоставление 202 фотограмм ИКО и 600 фотограмм ИДВ, зафиксированных в синоптические сроки, с синоптическими картами за соответствующие сроки при различных синоптических положениях (табл. 1).

Таблица 1

Число проанализированных фотограмм ИКО при различных синоптических положениях

Синоптическое положение	Время наблюдения, часы					Сумма за период с 9 до 21 часа
	9	12	15	18	21	
Внутримассовое поле	18	19	19	18	10	84
Фронт окклюзии	5	4	4	3	3	19
Теплый фронт	9	9	8	6	6	38
Холодный фронт	8	12	13	15	9	57
Стационарный фронт	—	—	2	2	1	5
Итого	40	44	46	44	29	203

При сравнении фотограмм ИКО и ИДВ с синоптическими картами, составленными в Северо-Западном УГМС, Калининском АМСГ, Внукновском и Шереметьевском АМСГ и ЦИПе, было выявлено соответствие синоптического положения с картинами радиоэхо в 94% случаев. Необходимо отметить, что вышеуказанное соответствие чаще всего настолько ярко выражено, что даже при наличии только одной радиолокационной информации можно сделать совершенно однозначный вывод о синоптическом положении в районе, обозреваемом МРЛС. Примерно в 30% случаев нет такой однозначной связи, однако определив один раз синоптическое положение с помощью комплексного синоптического и радиолокационного анализа, можно весь последующий период следить за всеми синоптическими объектами, их перемещением и трансформацией.

В 6% (12) случаев отсутствовало соответствие картин радиоэхо синоптическому положению, из них в 7 случаях наблюдались размытые вторичные холодные фронты, которые проводились синоптиками скорее из соображений соблюдения исторической последовательности, чем из-за наличия явных признаков фронта на картах (табл. 2).

Как правило, в следующие синоптические сроки эти фронты на картах не проводились. МРЛС во всех случаях фиксировала внутримассовое поле облачности и осадков (табл. 2).

В 2 случаях холодный фронт проводился синоптиками несколько не в том районе, в котором он фиксировался МРЛС. В 2 случаях фронт окклюзии нужно было бы заменить фронтом с волновым возмущением, и в 1 случае синоптиками не обнаруживалось волновое возмущение на холодном фронте.

Во всех 12 случаях анализ синоптической карты можно было бы уточнить или исправить, используя данные МРЛС. Здесь нами рассматривается наиболее интересный из всех случаев, зафиксированный 8 августа 1962 г. по наблюдениям в Калининне.

В этот день через ст. Калинин в 11—12 час. прошел теплый фронт, прохождение холодного фронта через станцию ожидалось в 15—17 час.

Дни несоответствия синоптического анализа, предложенного прогностическими подразделениями УГМС, с наблюдениями МРЛС

Дата наблюдения	Сроки наблюдений, часы	Синоптическое положение	
		по синоптическому анализу	по наблюдениям МРЛС
13/VII	12, 15	Вторичные холодные фронты	Воздушная масса
15/VII	21	То же	" "
25/VII	15, 18	Холодный фронт	Холодный фронт, только не в том районе
20/VIII	15, 18	Фронт окклюзии	Фронт с волновым возмущением
8/VIII	15	Холодный фронт	То же
17/VIII	18, 21	Фронт окклюзии	Размытое бесфронтальное поле
1/IX	15, 18	Вторичные холодные фронты	Внутримассовое положение

С 14 час. характер погоды сильно изменился, поступающие штормоповещения о грозовой деятельности и сильных ливнях никак не укладывались в схему синоптического анализа, предложенную ЦИП и другими прогностическими подразделениями ГМС. Тем не менее анализ синоптических карт в течение всего дня оставался прежним, так как редкая сеть метеостанций и дискретный характер получаемой информации о погоде не позволили выявить произошедшие изменения синоптического положения.

Производившиеся непрерывные наблюдения на МРЛС и фоторегистрация экранов ИКО и ИДВ через пятнадцатиминутные интервалы времени позволили проследить приближение и прохождение через станцию теплого фронта и приближение холодного фронта. После 13 час. картина радиоэхо сильно изменилась. Сначала на небольшом участке прекратил свое перемещение на восток холодный фронт, затем примерно в 14 час. 28 мин. на нем возникло волновое возмущение, которое сохранялось в течение нескольких часов (рис. 1). Характерно, что одновременно изменился район грозových разрядов, пеленгуемых грозопеленгатором. Это также подтверждало, что произошло изменение положения фронта, а вместе с ним и фронтальной грозовой облачности.

Сравнение картин радиоэхо с положением холодного фронта на синоптических картах и картах-кольцовках свидетельствовало о несоответствии картин радиоэхо синоптическому анализу. Волновое возмущение, образовавшееся на холодном фронте, ни на каких синоптических картах не обнаруживалось. Только комплексный анализ радиолокационной информации и ежечасных синоптических микрокарт¹, составляемых по данным более густой (30—50 км друг от друга) сети станций, позволил обнаружить фронтальное волновое возмущение на микрокарте.

На рис. 2 белым орнаментом нарисовано положение фронта на микрокарте, проанализированное синоптиками без учета радиолокационной информации, и черным орнаментом — с учетом радиолокационной информации. Заштрихованная зона соответствует району, в котором были запеленгованы атмосферники в период с 14 час. 15 мин. до 15 час. 30 мин. Как видно, исправленное положение фронта соответствует как радиоло-

¹ Микрокарты составляются только в ЦИПе, на Шереметьевском и Внуковском АМСГ.

кационным наблюдениям и характеру погоды, так и данным наблюдений за атмосфериками.

Исправить положение фронта можно было и на синоптических картах и картах-кольцовках, используя при этом данные радиолокационных наблюдений и штормоповещений. Вообще вновь зарождающиеся волновые возмущения на фронтах очень часто длительный период остаются

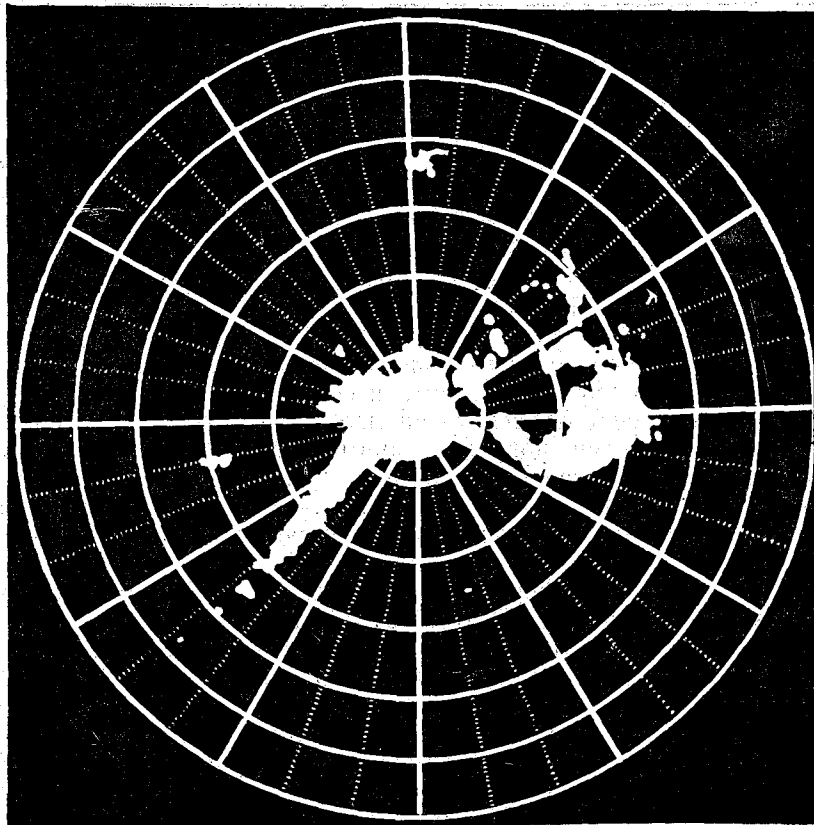


Рис. 1. Картина радиоэхо, зафиксированная МРЛС 8 августа 1962 г. в Калинин в 14 час. 15 мин. (масштаб дальности 300 км).

не замеченными синоптиками, и их обнаруживают на синоптических картах тогда, когда характер погоды сильно меняется на больших площадях и во многих районах прогноз погоды не оправдывается.

Использование данных МРЛС при анализе синоптических карт позволяет выявить волновые возмущения на фронте в начальный период их зарождения, проследить их развитие и своевременно исправлять анализ синоптических карт, а следовательно, прогноз погоды.

Выводы

1. Высокий процент соответствия картин радиоэхо характеру синоптического положения позволяет сделать вывод о возможности использования МРЛС для определения синоптического положения. Особенно перспективным этот метод был бы при комплексном анализе радиолока-

ционной и метеорологической информации с нескольких МРЛС, расположенных на расстоянии 250—350 км друг от друга.

2. С помощью МРЛС можно выявить характер синоптического положения в любой момент времени, следить за происходящими измене-

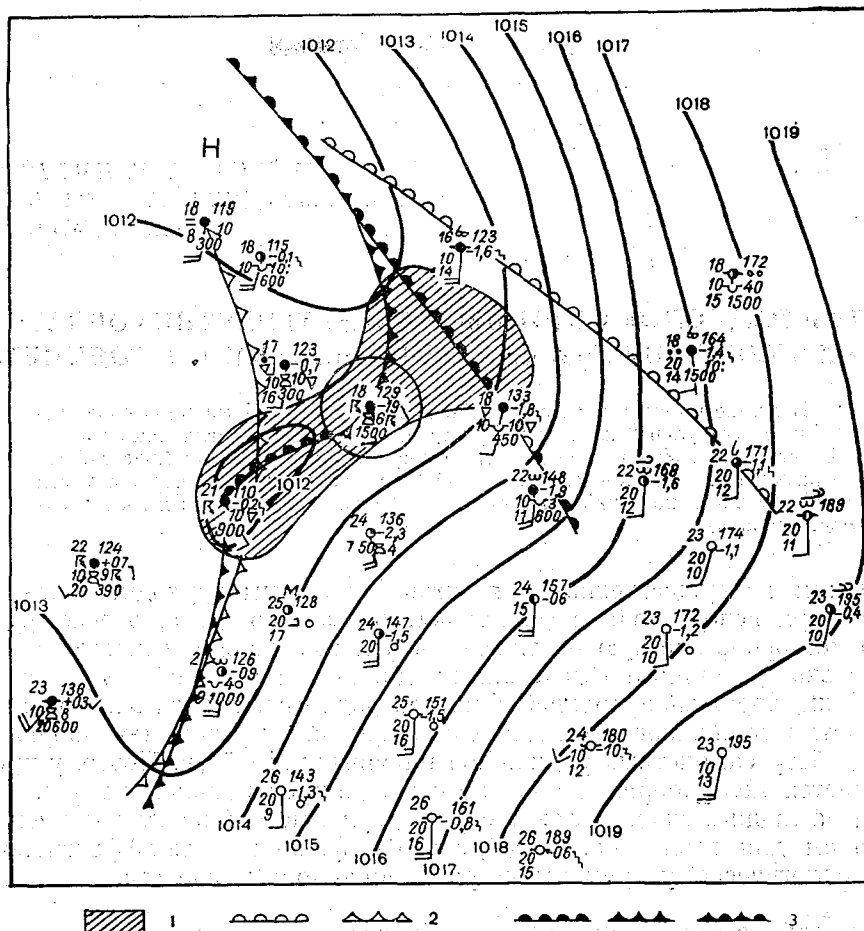


Рис. 2. Синоптическая микрокарта района, обозреваемого МРЛС 8 августа 1962 г. в 15 час. 00 мин.

1 — зона грозных разрядов по данным грозопеленгатора, 2 — фронты, проведенные по синоптическому анализу, 3 — фронты, проведенные по анализу с помощью МРЛС. В круге показан район расположения МРЛС.

ниями синоптических объектов, корректировать положения их на картах погоды и тем самым способствовать уточнению прогнозов погоды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дивинская Б. Ш., Сальман Е. М. Вероятность радиолокационных обнаружений осадков. Труды ГГО, вып. 159, 1964.
2. Куликова Г. И., Никандрова Г. Т., Петрушевский В. А. Точность измерения облаков радиолокационным методом См. настоящий сборник.
3. Дивинская Б. Ш., Сальман Е. М. Особенности карт радиоэхо облаков и осадков при различных синоптических ситуациях. Труды ГГО, вып. 159, 1964.

С. Б. ГАШИНА, И. М. ИМЯНИТОВ,
И. И. КАМАЛДИНА, Е. М. САЛЬМАН,
Е. В. ЧУБАРИНА

СВЯЗЬ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛАКОВ С ИХ ТУРБУЛЕНТНЫМ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИМ СОСТОЯНИЕМ

В статье рассматривается вопрос о связи радиолокационной отражаемости с турбулентным и электрическим состоянием различных типов облаков. Анализируются среднестатистические данные. Показывается, что в развивающихся конвективных облаках величина их отражаемости может служить косвенным критерием степени турбулентности и грозоопасности облака.

Одним из существенных моментов, с которым приходится сталкиваться при использовании радиолокатора как средства, обеспечивающего метеорологическую безопасность полетов, является вопрос о том, насколько те или иные облака опасны для полета самолета по условиям болтанки, поражения молнией и потери радиосвязи из-за электризации самолета и вызванного ею появления локальных радиопомех, нарушающих работу самолетных радионавигационных устройств. Поэтому представляется целесообразным сопоставить радиолокационные характеристики различных типов облаков с их турбулентным и электрическим состоянием для выявления связей, способствующих более эффективному метеорологическому применению радиолокационных средств.

1. Связь между отражаемостью облаков и турбулентностью в них

Основной радиолокационной характеристикой облаков является их отражаемость Z , зависящая только от микроструктуры облаков, т. е. от размеров частиц, их концентрации и фазового состояния. Величину Z принято выражать в $\text{мм}^6/\text{м}^3$. Степень турбулентности облаков можно характеризовать коэффициентом обмена k , имеющим размерность $\text{м}^2/\text{сек}$.

До сих пор для физики облаков и радиолокационной метеорологии, занимающейся вопросами интерпретации их радиолокационных характеристик, остается неясным вопрос о роли турбулентности в процессе укрупнения облачных частиц. В этой связи представляет интерес прямое сопоставление величин Z и k в различных типах облаков. Такие статистические данные приведены в табл. 1. Величины Z здесь являются осредненными по всей толще облака. Дискретные значения отражаемости облаков, по которым проводилось осреднение, получены ранее описанным методом [1]. Данные о коэффициентах турбулентности заимствованы из работ [2, 3, 4]. Сведения о коэффициенте турбулентности в грозовых облаках получены пересчетом из данных о скорости восстановления электрического поля после удара молнии.

Таблица 1

Осредненные по типам облаков значения их отражаемости Z , коэффициента турбулентности k , напряженности поля E и заряжаемости самолета Q

Тип облачности	Z мм ⁶ /м ³	k м ² /сек.	E в/см.	Q эл. ст. ед.
Sc	0,5	51	3,4	$42 \cdot 10^3$
As	0,83	58	6,0	$102 \cdot 10^3$
Ac	0,24	63	2,5	$67 \cdot 10^3$
Cs	0,2	60	7,3	$76 \cdot 10^3$
Ns	10^6	46	13,1	$16 \cdot 10^3$
Cu cong. → Cb	10^3	74	250	$100 \cdot 10^3$
Cb (предгроз.)	$5 \cdot 10^3$	200	560	$100 \cdot 10^3$
Cb (гроза)	$7 \cdot 10^3$	500	900	$500 \cdot 10^3$

На рис. 1, построенном в логарифмическом масштабе, показано корреляционное поле этих величин. Данный график является по существу

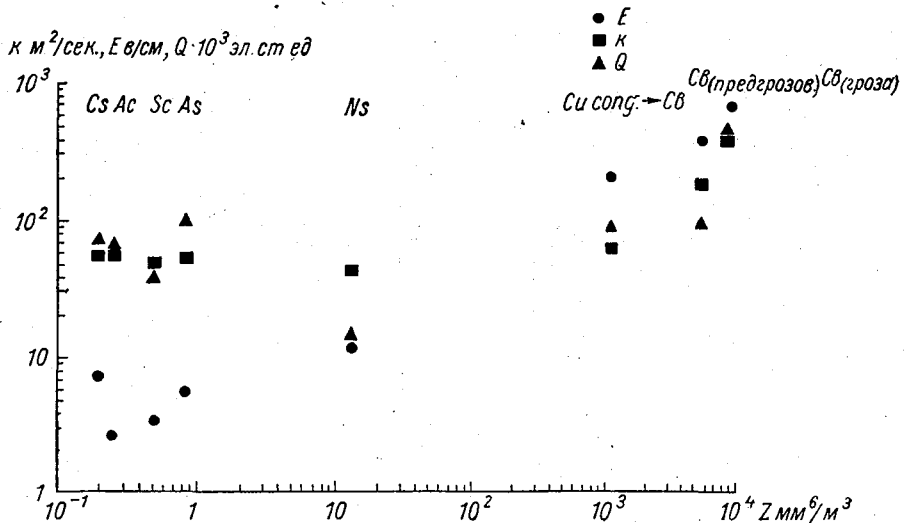


Рис. 1. Корреляционная зависимость между осредненными значениями k , E , Q и Z для различных типов облаков.

Z — отражаемость, k — коэффициент турбулентности, E — напряженность поля, Q — заряжаемость самолета.

основой, на которой строится использование радиолокатора как средства предупреждения самолета о зонах опасной болтанки в облаках. Из графика следует, что облака слоистых форм (Cs, As, Ns), слоисто-кучевых (Sc) и высоко-кучевых (Ac), в которых процессы турбулентного обмена отсутствуют или недостаточно интенсивны ($k \leq 7 \cdot 10$ м²/сек.), не имеют и больших отражаемостей ($Z \leq 10^2$ мм⁶/м³). В таких облаках практически отсутствует корреляционная связь величин Z и k . Это дает основания предполагать, что турбулентность здесь играет второстепенную роль в процессе укрупнения частиц, а следовательно, и росте отражаемости по сравнению с другими факторами, как, например, гравитационными и электрическими силами.

Для конвективных облаков ($Cu\ congest.$, Cb) и особенно грозовых Cb отмечается более четкая связь Z и k . Здесь обе эти величины возрастают одновременно по мере развития облака и перехода его из стадии $Cu\ congest.$ в стадию Cb . Поэтому сведения о величинах отражаемости в конвективных облаках могут служить в известной мере критерием интенсивной турбулентности. К сожалению, такой критерий имеет не всегда достаточную статистическую оправдываемость, если не принимать во внимание тенденцию развития облака, которая хорошо характеризуется знаком и величиной скорости изменения его отражаемости, осредненной по всей толще. Обычно развивающееся облако увеличивает во времени отражаемость и характеризуется поэтому значением $\frac{dZ}{dt} > 0$. Для облаков, находящихся в стационарном состоянии, $\frac{dZ}{dt}$ близко к нулю. Для распадающихся облаков $\frac{dZ}{dt} < 0$.

Исследование показывает, что развивающиеся конвективные облака ($\frac{dZ}{dt} > 0$), имеющие большие величины Z , представляют собой опасность для полетов в них вследствие интенсивной болтанки и перегрузок самолета.

Приведенные выше средние данные, конечно, недостаточны для объяснения влияния турбулентности на процесс укрупнения частиц, т. е. на рост отражаемости облаков. Однако отмеченная корреляционная связь средних величин k и Z в конвективных облаках указывает на необходимость более детального изучения этого вопроса, имеющего научный и практический интерес.

2. Связь между отражаемостью облаков и напряженностью поля в них

Различные физические процессы заряджения частиц в облаках и разделения зарядов являются причинами образования в них электрического поля. Напряженность этого поля E , измеряемая в в/см, и особенно скорость ее изменения во времени $\frac{dE}{dt}$ — весьма важные характеристики электрического состояния облака и его грозоопасности. Так как величина заряда отдельных частиц растет с ростом радиуса, а интенсивность процесса разделения зарядов в облаках зависит от их микроструктуры и, в частности, от размеров частиц, т. е. электрическое поле в облаках растет с ростом тех же факторов, что и отражаемость облаков, представляет интерес рассмотреть вопрос о связи средних величин Z и E . Такие данные для различных типов облаков приведены в табл. 1.

На рис. 1 представлено корреляционное поле этих величин. Из этого графика следует, что облака, содержащие мелкие частицы и имеющие однородную фазовую структуру (Cs , Ac , Sc), не создают и больших электрических полей ($E \leq 10$ в/см), так как в этих облаках не действуют механизмы интенсивной электризации частиц и разделения зарядов. В таких облаках электрическое поле растет за счет уменьшения проводимости воздуха в них. Проводимость падает тем интенсивнее, чем больше частиц в облаке, поэтому отмечается то различие между средними величинами Z и E , которое имеет место в облаках Ac , Sc , As . Облака типа Cs , состоящие из ледяных кристаллов, имеют меньшую отражаемость, чем капельножидкие облака типа Sc и Ac . Однако ледяные частицы в таких облаках более интенсивно, чем капли, уменьшают проводимость воздуха, что является причиной возникновения относи-

тельно больших, чем в Sc и Ac, электрических полей. В облаках типа Ns и в той части облаков As, которая дает осадки, электрическое поле возрастает весьма слабо, так как, хотя в этих облаках и действует механизм относительно сильной электризации отдельных частиц, разделения частиц, заряженных разноименно, не происходит. Отражаемость в этих облаках, естественно, увеличена за счет появления капель осадков.

В мощных конвективных облаках с того момента, как в них начинается интенсивное укрупнение частиц, сказывающееся на росте отражаемости, происходит интенсивная электризация отдельных частиц и разделение зарядов разных знаков. Основная электризация происходит в зоне, где существуют частицы в дваагрегатном состоянии. Эта же зона имеет и наибольшую отражаемость. Поэтому между электрическим полем в облаке и его отражаемостью существует прямая связь. Количественно эта связь основывается на том, что поле и отражаемость растут с ростом концентрации и размеров частиц.

Зависимость между Z и E , представленная на рис. 1, показывает, что накопление зарядов и соответственный рост напряженности поля — факторы, ведущие к увеличению грозоопасности, они в среднем достигают значений, необходимых для проявления грозовых процессов только при достаточно больших величинах отражаемости. Для облаков, переходящих в грозовое состояние, характерно чрезвычайно быстрое нарастание электрического поля во времени [5]. Не менее интенсивно растет и отражаемость на этой стадии. Поэтому для уточнения грозоопасности облака существенно исследовать не только средние значения Z и E , но и скорости их изменения во времени, т. е. $\frac{dZ}{dt}$ и $\frac{dE}{dt}$.

Наличие тесной связи между средними значениями напряженности электрического поля и отражаемостью позволяет надеяться, что использование этих характеристик даст возможность построить объективную шкалу, характеризующую степень развития облаков. Такая шкала была бы чрезвычайно полезна как для изучения естественного цикла развития облаков, так и при исследованиях процессов активных воздействий на них.

3. Связь между отражаемостью облаков и заряжаемостью самолета

Электризация самолета при полетах в облаках происходит за счет его контакта с электрически заряженными частицами облаков и осадков. Величина возникающего заряда зависит от типа и скорости самолета и от микроструктуры облаков. Обычно величина заряда пропорциональна третьей степени скорости самолета. Одновременно с ростом заряда возрастает и потенциал самолета. При некоторых значениях потенциала начинаются коронные электрические разряды с выступающих частей самолета. Мощность этих разрядов на современном самолете типа ТУ-104 может достигать до 50—100 вт. Несмотря на то что разряд состоит из широкого спектра частот, мощность его столь велика, что может нарушить работу самолетных радионавигационных устройств.

Величина заряда, приобретаемая самолетом данного типа, летящим с известной скоростью, зависит от водности облаков и их агрегатного состояния [6]. В чисто водяных облаках самолеты заряжаются отрицательно, в чисто ледяных — положительно. При этом в ледяных облаках самолеты заряжаются интенсивнее, чем в водяных. Так, например, в Cs, состоящих в основном из ледяных кристаллов, заряд, приобретаемый самолетом, велик, несмотря на малую водность и отражаемость таких облаков. Сложная зависимость электризации самолета от микрострук-

туры облаков не позволяет рассчитывать на получение хорошей корреляции между зарядом самолета и отражаемостью облаков.

Это наглядно видно из табл. 1, где представлены средние значения зарядов самолета в электростатических единицах, приобретенных им в различных типах облаков. На рис. 1 показано корреляционное поле величин Z и Q , откуда следует, что связь между Z и Q существует только для развитых форм конвективных облаков типа Сб. В таких облаках обе эти величины растут одновременно, что позволяет по отражаемости судить о степени заряжения самолета.

Можно предполагать, что сочетание абсолютной величины Z со скоростью ее изменения $\frac{dZ}{dt}$ характеризует стадию развития облака, а следовательно, и происходящие в нем изменения влажности, влияющие на заряд самолета, что позволяет найти более определенный количественный радиолокационный критерий опасного заряжения самолета.

Выводы

Совместный анализ средних величин отражаемости различных типов облаков с их средними характеристиками турбулентного и электрического состояния показывает, что устойчивые связи между ними наблюдаются только для облаков конвективных форм. Наличие таких связей позволяет считать значение отражаемости конвективных облаков Z одним из критериев опасного для самолетов состояния облака, при котором возникают интенсивная болтанка, разряды молний и заряжение самолета. Для отыскания численного значения такого критерия и границ его применимости следует использовать больший статистический материал фактических измерений характеристик Z , E , k и Q в разных физико-географических условиях. Можно предполагать, что лучшие результаты при использовании такого критерия будут получены, если его применить к развивающимся конвективным облакам, для которых характерен рост отражаемости во времени.

Прямая связь величин $\frac{dZ}{dt}$ и $\frac{dE}{dt}$ указывает на возможность введения количественных соотношений, объективно характеризующих процесс развития конвективных облаков, а следовательно, и их физическое состояние. Получение таких соотношений должно явиться целью дальнейших исследований в этом направлении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сальман Е. М., Жупахин К. С. Некоторые результаты радиолокационных исследований вертикальной структуры ливней и гроз. Труды ГГО, вып. 158, 1964.
2. Герман М. А. Облака, осадки и вопросы атмосферной турбулентности. Труды ЛГМИ, вып. 14, 1963.
3. Чуринова М. П. Некоторые характеристики турбулентности в дни со слоистыми облаками. Труды ГГО, вып. 54, 1955.
4. Пинус Н. З., Литвинова В. Д. Об интенсивности турбулентности в облаках. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 126, 1962.
5. Имянитов И. М. Электрическая структура мощных конвективных облаков (Си сопг.) и ее связь с движениями воздуха в облаках. Доклады на VI междуведомственной конференции. Изд. АН СССР, М., 1961.
6. Имянитов И. М., Старовойтов А. Г. Некоторые вопросы теории электрического заряжения тел в потоках. ЖТФ, т. 32, вып. 759, 1962.

ПРИМЕНЕНИЕ НАКОПИТЕЛЯ ДЛЯ УВЕЛИЧЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ АППАРАТУРЫ

В статье кратко описываются некоторые результаты работы с накопителем системы ЦАО, предназначенным для повышения чувствительности приемного устройства метеорологической радиолокационной станции (МРЛС). Показывается, что применение данного устройства повышает метеорологическую эффективность радиолокационной станции.

1. Назначение накопителя

Накопительное устройство [1] предназначается для повышения чувствительности приемника радиолокационной станции метеорологического назначения (МРЛС) путем выделения слабых импульсных сигналов из собственных шумов приемного устройства. Такими слабыми, теряющимися в собственных шумах приемника сигналами могут быть отражения от облаков с малой отражаемостью (мелкокапельных облаков, облаков среднего и верхнего ярусов с кристаллической структурой), туманов, скоплений пыли, диэлектрических неоднородностей, обусловленных инверсиями, конвективными и турбулентными явлениями и т. п.

Возможность исследования этих явлений увеличивает метеорологическую эффективность станции.

Ниже (на основании результатов работы с накопителем на МРЛС во время летней экспедиции 1963 г. в Сиверской) рассматриваются возможности данного накопителя для увеличения метеорологической эффективности станции.

2. Методы проведения наблюдений и измерений с накопителем

«Мертвая зона» станции с накопителем при режиме вертикального зондирования возрастает из-за увеличения дальности обнаружения местных предметов боковыми лепестками антенны [2]. Поэтому для уменьшения мертвой зоны следует выбирать направление азимута с минимальной протяженностью отражений от местных предметов. С этой целью производилась запись «розы местников» накопителем в режиме вертикального зондирования при ясной погоде. Подобная «роза местников», построенная по записям накопителя 16 октября 1963 г. в Сиверской, представлена на рис. 1а.

Из рис. 1а видно, что оптимальный азимут, при котором протяженность мертвой зоны составляет около 1,5 км, примерно 290°. Этот ази-

мут и выбирался в дальнейшем при выполнении большинства вертикальных зондирований. Следует отметить, что хотя во время записи данной «розы местников» была ясная погода, однако почва была влажная, поэтому представленная «роза местников» определяет наибольшую из мертвых зон.

При записях с накопителем применялись два режима работы: режим вертикального зондирования и режим наклонного зондирования.

При режиме вертикального зондирования угол возвышения антенны брался равным 90° ($\epsilon=90^\circ$), а угол азимута $\varphi=290^\circ$. При режиме наклонного зондирования эти углы выбирались в зависимости от положения исследуемого объекта.

Как в режиме вертикального, так и в режиме наклонного зондирования в целях экономии времени использовался и прямой, и обратный ход строба, а также неполные циклы его движений.

Как амплитудная характеристика, так и выигрыш накопителя определялись экспериментально. Приведенные к одному и тому же коэффициенту шума приемного устройства эти характеристики были относительно постоянными на протяжении всего периода работы. Ввиду того что амплитудная характеристика накопителя и его выигрыш зависят от коэффициента шума приемника, значение коэффициента шума тщательно контролировалось.

Определенное опытным путем значение номинального выигрыша накопителя (т. е. выигрыша, при котором отношение сигнал/шум на выходе накопителя равняется единице) составляло 8—9 дБ. При обработке записей самописца накопителя мощность слабых сигналов, действующих на входе приемного устройства, определялась с помощью простого выражения [3]:

$$P_{с. вх} = P_{ст} + \frac{N_c - N_{ст}}{2} + 10 \lg \frac{\alpha_c}{\alpha_{ст}}, \quad (1)$$

где $P_{ст}$ — мощность стандартного сигнала на входе приемного устройства (дбвт)¹; $\alpha_{ст}$ — отклонение самописца от стандартного сигнала (дел.); $P_{с. вх}$ — искомая мощность полезного сигнала на входе приемника (дбвт); α_c — отклонение самописца от искомого сигнала (дел.); N_c , $N_{ст}$ — коэффициенты шума приемника для случаев измерения искомого и стандартного сигнала соответственно (дБ).

Всего за 15 дней сентября и октября было произведено более 200 зондирований и различных записей. При осуществлении этих зондирований в журнал наблюдений тщательно заносился как тип исследуемого метеорологического явления, так и общая метеообстановка.

3. Повышение точности определения верхней границы облаков

Сравнение высот верхней границы облаков, измеряемых по индикаторам станции и накопителю, проводилось по записям самописца накопителя. При этом на записях отмечался определенный опытным путем порог чувствительности индикаторов МРЛС и порог чувствительности станции с накопителем. Этим методом были определены высоты верхних границ для 196 из обнаруженных облаков как для случая станции с накопителем, так и без него. В 49 случаях облака были обнаружены только по накопителю. Во всех (196) случаях высота верхней границы

¹ В отличие от [2], эталонный сигнал подавался только во время контроля амплитудной характеристики накопителя, а так как последняя, приведенная к одному и тому же значению коэффициента шума приемника, оставалась практически постоянной, то контролировался только коэффициент шума приемника.

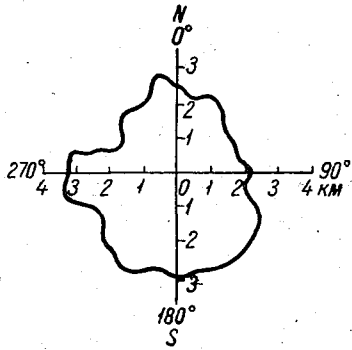


Рис. 1а. Роза «местников»
16 октября 1963 г.

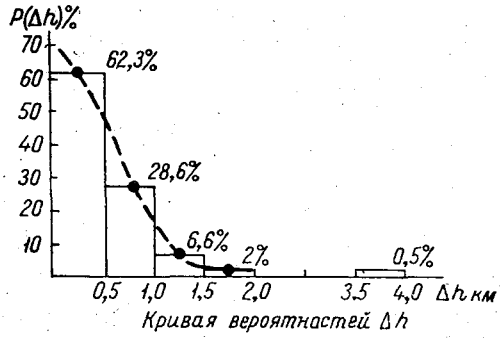


Рис. 1б. Кривая вероятностей Δh .

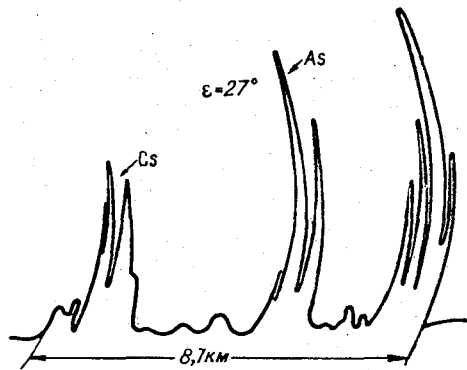


Рис. 1в. Запись накопителем облачности
в режиме наклонного зондирования ($R = 8,7$ км).
16 сентября 1963 г., 12 час. 30 мин.

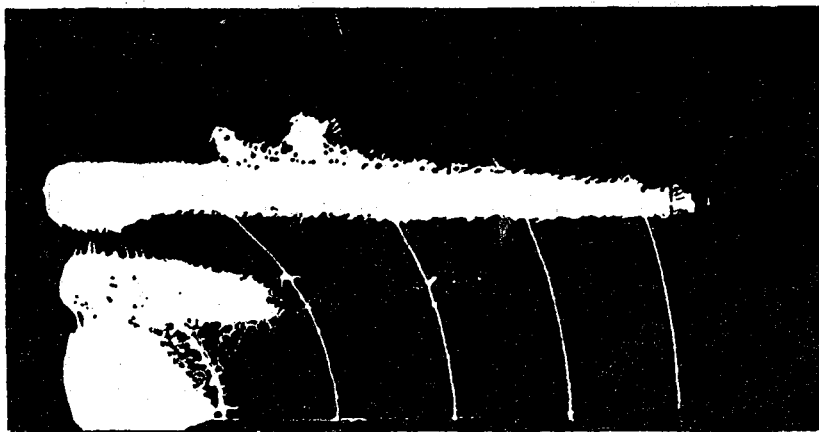


Рис. 1г. Фотография экрана ИДВ (верхняя граница радиоэхо 8,2 км).
16 сентября 1963 г., 12 час. 30 мин.

облаков, определенная по накопителю (h_n), была больше высоты, определенной по индикаторам станции ($h_{инд}$). Разница в высотах верхних границ облаков определялась по формуле

$$\Delta h = h_n - h_{инд}. \quad (2)$$

В табл. 1 указаны числа случаев с разными значениями величины погрешности.

Таблица 1

Число облаков, обнаруженных только накопителем	Число облаков с погрешностью				
	$\Delta h < 0,5$	$0,5 < \Delta h < 1,0$	$1,0 < \Delta h < 1,5$	$1,5 < \Delta h < 2,0$	$3,5 < \Delta h < 4,0$
49	122	56	13	4	1

Примечание. $\Delta h = h_{нак} - h_{инд}$ (км). Общее количество обнаруженных накопителей облаков $n_{\Sigma} = 245$.

На основании этой таблицы на рис. 1б построена кривая вероятностей различных ошибок в определении высоты по индикаторам МРЛС (если считать, что накопитель показывает истинную величину¹).

По данным этой таблицы и кривой можно утверждать, что при режиме вертикального зондирования в 62 случаях из 100 случаев замеров ошибка в определении высоты верхней границы облаков по индикаторам МРЛС не превосходит 0,5 км, в 29 случаях — 1,0 км, в 7 случаях — 1,5 км, в 2 случаях — 2 км. И как очень редкие следует признать большие ошибки. Случай такой аномальной ошибки $\Delta h = 3,5$ км был отмечен 16 сентября 1963 г. при измерении верхней границы облаков вида Cs. При этом следует указать, что облака были неплотные и многослойные, почти без прослоек — типа «слой за слоем».

На рис. 1в и 1г в качестве иллюстрации приводится запись накопителя и одновременно с ней выполненная фотография индикатора станции при одном из измерений высот верхних границ облаков.

Высоты $h_{ср}$ (км)

C1 (26)			Cs (26)			Cc (16)		
$h_{ср}$	$Z_{ср}$	$Z_{мин.}$	$h_{ср}$	$Z_{ср}$	$Z_{мин.}$	$h_{ср}$	$Z_{ср}$	$Z_{мин.}$
8,1	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-5}$	8,2	$1,9 \cdot 10^{-3}$	10,4	7,5	$7 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$

Замеренное $Z_{мин.}$ без накопителя для этих облаков $Z'_{мин.} = 1,3 \cdot 10^{-3}$

Полученное расширение диапазона $Z \quad B = 10 \lg \frac{Z_{мин.}}{Z'_{мин.}} = 14 \text{ дБ}$

Примечание. Цифры в скобках — число исследованных облаков; общее число

¹ Так как за всё время работы не было случая, чтобы неплотные облака, наблюдаемые визуально, не были бы зарегистрированы накопителем, то можно полагать это допущение близким к истине.

4. Увеличение эффективности обнаружения облаков со слабой отражаемостью

Результаты наблюдений и обработки записей самописца накопителя при исследовании различных видов облаков приведены в табл. 2.

В эту таблицу внесены значения средних высот и отражаемостей, а также значения минимальных отражаемостей для различных облаков. В эту же таблицу для сравнения занесены минимальные замеренные отражаемости тех же видов облаков, но без накопителя. Обращает на себя внимание тот факт, что даже средние значения отражаемостей, исследованных с помощью накопителя облаков среднего и верхнего ярусов, меньше минимальной отражаемости облаков, замеренной без накопителя. Что касается сравнения минимальных значений отражаемостей, замеренных с накопителем и без него, то разница получается в среднем около 13 дБ (в сторону уменьшения для случая накопителя).

Это означает существенное расширение диапазона измеряемых отражаемостей в сторону уменьшения, т. е. повышение метеорологической эффективности станций.

Что касается повышения эффективности обнаружения облаков со слабой отражаемостью, то как следует из табл. 1, из общего количества случаев (245) в 49 случаях облака были обнаружены только с помощью накопителя.

Если принять цифру 245 за 100%, то вероятность обнаружения облаков МРЛС без накопителя составляет:

$$P_{\text{обн}} = \frac{245 - 49}{245} = 80\%$$

Таким образом, приблизительно 20% всех облаков не обнаруживается МРЛС (без накопителя) даже в ближней зоне (20 км). Это в основном неплотные облака среднего и верхнего ярусов.

На рис. 2а и 2б в качестве примеров представлены запись накопителем неплотных облаков верхнего яруса Ci fil. и выполненная синхронно с ней фотография экрана индикатора типа А. Из них следует, что невидимые или плохо различимые на индикаторах облака хорошо записываются накопителем.

Таблица 2

и отражаемости Z ($\text{мм}^6/\text{м}^3$)

As (34)			Ac (30)			Ns (4)			Sc (6)		
$h_{\text{ср}}$	$Z_{\text{ср}}$	$Z_{\text{мин.}}$	$h_{\text{ср}}$	$Z_{\text{ср}}$	$Z_{\text{мин.}}$	$h_{\text{ср}}$	$Z_{\text{ср}}$	$Z_{\text{мин.}}$	$h_{\text{ср}}$	$Z_{\text{ср}}$	$Z_{\text{мин.}}$
4,8	$9 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	4,4	$5 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-5}$	3,1	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	1,5	$1,2 \cdot 10^{-4}$	10^{-4}
$Z'_{\text{мин.}} = 5 \cdot 10^{-3}$			$Z'_{\text{мин.}} = 9 \cdot 10^{-4}$			—			—		
$B = 14$ дБ			$B = 11$ дБ			$B_{\text{ср}} \approx 13$ дБ					

исследованных облаков 142.

5. Возможность обнаружения слоев с инверсией влажности и температуры t

Работа с накопителем проводилась и в ясные безоблачные дни. В нескольких случаях таких наблюдений были зарегистрированы довольно

значительные отклонения стрелки самописца, указывающие на наличие отражений при ясном небе на высотах от 2 до 6 км. Сравнение обработанных данных радиозондирований, проводившихся в эти дни в нескольких километрах от места стоянки станции, с записями накопителя указывает на наличие связи между отклонениями стрелки самописца и

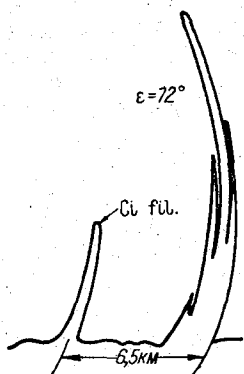


Рис. 2а. Запись накопителем Сi fil. в режиме наклонного зондирования. 9 октября 1963 г., 12 час. 00 мин.

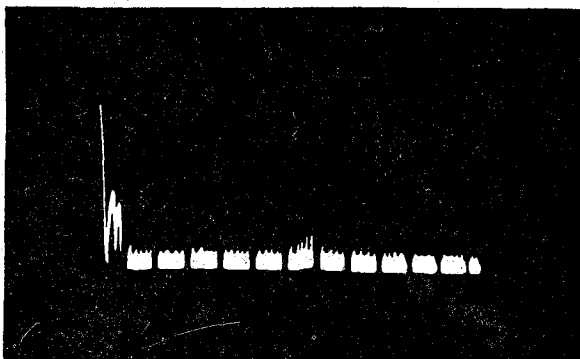


Рис. 2б. Фотография экрана индикатора типа А. 9 октября 1963 г., 12 час. 03 мин. (1 метка = 1 км).

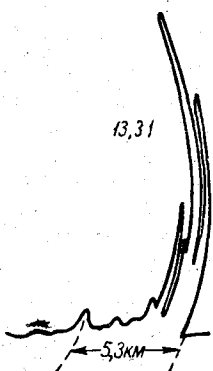


Рис. 2в. Запись накопителем в режиме вертикального зондирования при ясной погоде. 25 сентября 1963 г., 16 час. 20 мин.

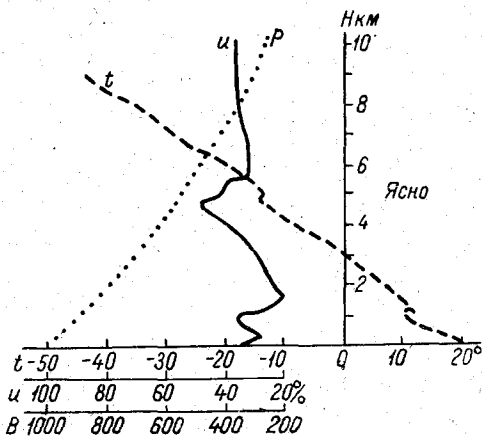


Рис. 2г. Кривая изменения основных метеоэлементов с высотой. 25 сентября 1963 г., 15 час. 32 мин.

изменениями влажности, температуры и давления. На рис. 2в и 2г в качестве иллюстрации приведены образец записи накопителя при ясном небе и кривая изменения основных метеоэлементов (влажности, температуры и давления) с высотой. Из этих рисунков следует, что отражения происходят от слоев инверсий основных метеоэлементов.

По данным радиозондирований был проведен довольно сложный расчет градиента коэффициента рефракции для сравнения его изменения с высотой с записями накопителя. Получено довольно хорошее соответствие [4]. Обнаружение с помощью накопителя слоев инверсии основных метеоэлементов — еще одна новая возможность его применения и подтверждение факта увеличения метеорологической эффективности станции. В этой связи целесообразно рассмотреть вопрос об улучшении основных характеристик накопителя, в частности увеличения его номинального выигрыша.

6. Возможность обнаружения туманов

Эта возможность, к сожалению, не могла быть проверена практически, так как за все время экспедиции не было ни одного дня сколько-нибудь значительным туманом. Теоретическое рассмотрение показывает, что возможность обнаружения туманов с помощью накопителя ограничивается скорее не чувствительностью, а величиной мертвой зоны станции при использовании накопителя. В самом деле, лишь для случаев адвективных туманов их высота достигает 1,5—2,0 км, что все же очень близко к величине мертвой зоны (см. рис. 1а).

Расчитанные значения отражательности для 56 случаев туманов [4] таковы, что можно утверждать: даже при данном номинальном выигрыше накопителя (8 дБ) в 47 случаях из 56 туман был бы обнаружен на расстоянии 2 км, в 41 случае из 56 — на расстоянии 4 км. Вероятно, имеется возможность обнаружения туманов и их верхней границы при использовании режима наклонного зондирования, что должно быть еще проверено практически.

Выводы

Применение накопителя повышает метеорологическую эффективность даже такой станции, как МРЛС, имеющей сравнительно высокий потенциал.

1. Количество обнаруженных облаков (особенно неплотных облаков среднего и верхнего ярусов) возрастает даже в ближайшей зоне (примерно 20 км) не менее чем на 20%.

2. Почти на порядок расширяется диапазон измеряемых значений отражательности (в сторону уменьшения) от облаков, достигая таких значений, как $5 \cdot 10^{-5}$ мм⁶/м³ на расстоянии 8 км (или $5 \cdot 10^{-6}$ мм⁶/м³ на расстоянии около 2 км).

3. Уменьшается погрешность измерения высоты верхней границы облаков. Эта ошибка при работе без накопителя в 62 случаях из 100 не превышает 0,5 км, в 29 случаях — 1,0 км, в 7 случаях — 1,5 км, в 2 случаях — 2,0 км.

Бóльшие ошибки следует признать довольно редкими, хотя и возможными.

4. Применение накопителя дает новую возможность обнаружения и исследования устойчивых слоев инверсий основных метеоэлементов на сравнительно больших высотах.

5. Не исключена возможность обнаружения туманов при режиме наклонного зондирования.

6. Для улучшения записи неплотных облаков и надежного обнаружения слоев инверсии основных метеоэлементов целесообразно дальнейшее повышение величины номинального выигрыша накопителя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горелик А. Г., Костарев В. В. Модуляционный метод повышения чувствительности приемника радиолокационной станции аэрологического применения. Труды ЦАО, вып. 20, 1958.
2. Гальперин С. М., Степаненко В. Д. Радиолокационные измерения высот облаков с применением накопителя ЦАО. Вопросы радиоэлектроники, вып. 24, сер. XII (общетехническая), 1962.
3. Жупахин К. С. Определение мощности слабого эхо-сигнала при работе с накопителем системы ЦАО и величины его номинального выигрыша по шумам радиоприемного устройства. Труды ГГО, вып. 159, 1964.
4. Куликова Г. И., Палагин Э. Г., Полякова Е. А., Сальман М. К. К вопросу о возможности радиолокационного определения метеорологической дальности видимости в туманах. См. настоящий сборник.

Г. И. КУЛИКОВА, Э. Г. ПАЛАГИН,
Е. А. ПОЛЯКОВА, Е. М. САЛЬМАН

К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОСТИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ В ТУМАНАХ

В статье рассматриваются вопросы применимости радиолокации для определения метеорологической дальности видимости в туманах. Показывается принципиальная возможность обнаружения туманов на близких расстояниях. Устанавливаются корреляционные связи между оптическими и радиолокационными характеристиками туманов. Указываются пути развития радиолокационного метода.

Актуальность вопроса о прозрачности атмосферы, или метеорологической дальности видимости в районе аэродрома связана с необходимостью оценки летного минимума погоды, лимитирующего взлет и посадку современных самолетов.

В этой связи умение определять наклонную дальность видимости в туманах как одного из важнейших факторов этого минимума представляет большой практический интерес.

Существующие в настоящее время методы измерения горизонтальной прозрачности атмосферы не позволяют прямым путем определять наклонную дальность видимости. Поэтому заслуживают внимания вопросы использования радиолокационного метода, принципиально позволяющего осуществлять зондирование атмосферы в произвольном направлении.

Как известно, применимость этого метода прежде всего определяется возможностью радиолокационного обнаружения туманов, представляющих собой аэрозольные образования с весьма малыми частицами, радиус которых r обычно не превышает 1—3 мк.

Следуя основному уравнению радиолокации для аэрозольных образований, можно заключить, что условия обнаружения туманов будут соблюдены, если их реальная отражаемость Z превысит пороговые значения Z_{\min} , зависящие от параметров используемой аппаратуры и расстояния. Как показывают расчеты, пороговые значения Z_{\min} для современных радиолокационных станций в диапазоне расстояний от 1 до 5 км составляют 10^{-5} — 10^{-4} мм⁶/м³.

Для определения реальных значений Z в различных типах туманов в Воейково в течение июля—октября 1961 г. были организованы специальные микрофизические исследования.

Методика подобных исследований, позволивших получить спектры распределения частиц по размерам в туманах, подробно изложена в работе [1].

Имеющиеся в распоряжении данные позволили рассчитать основные микрофизические характеристики туманов:

а) водность

$$W = \frac{4}{3} \pi \sum_i r_i^3 n_i, \quad (1)$$

б) коэффициент прозрачности

$$\alpha = 2\pi \sum_i r_i^2 n_i, \quad (2)$$

в) отражаемость

$$Z = \sum_i n_i r_i^6 \left[\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right]^2, \quad (3)$$

где n_i — число частиц в заданном интервале размеров, r_i — средний радиус частиц в данном интервале размеров, m — комплексный показатель преломления вещества частицы (воды).

Рассчитанные по 56 случаям характеристики туманов сведены в табл. 1. Сравнение величин реальных отражаемостей туманов с пороговыми значениями, приведенными выше, показывает, что уже сейчас более 60% исследованных туманов могут быть принципиально обнаружены радиолокатором, так как способны создать радиоэхо, превышающее уровень собственных шумов аппаратуры. Дальнейшее совершенствование аппаратуры в направлении повышения метеорологического потенциала или применения накопительных устройств будет способствовать увеличению эффективности обнаружения туманов.

Следует отметить, что обнаруживаемость туманов на относительно малых расстояниях от радиолокатора (1—5 км) сопряжена с рядом трудностей, обусловленных наличием «мертвой зоны» станции. Однако эти вопросы, так же как и вопросы повышения метеорологического потенциала аппаратуры, носящие технический характер, выходят за рамки поставленной задачи и будут рассмотрены в последующей работе.

Не менее существен при обосновании данного метода и вопрос о наличии и степени устойчивости связи между отражаемостью туманов Z и их коэффициентом прозрачности α .

Как известно, метеорологическая дальность видимости S_m определяется через коэффициент прозрачности α следующим соотношением:

$$S_m = \frac{3,91}{\alpha}. \quad (4)$$

В результате радиолокационных наблюдений и измерения интенсивности радиоэхо туманов может быть получена только величина их отражаемости Z . Поэтому применение радиолокационного метода возможно при наличии устойчивой корреляционной связи между Z и α . Из приведенных выше аналитических выражений для Z и α следует, что между этими величинами должна существовать связь.

Это подтверждается фактическими данными табл. 1 и рис. 1, построенного по материалам этой таблицы, на котором представлено корреляционное поле величин Z и α . Несмотря на большой разброс точек, на рисунке видно существование некоторой связи между Z и α , так как с ростом Z растет α и наоборот. Рассчитанный коэффициент корреляции дает значение $k=0,51$. Такое значение k уже указывает на существование явной связи между этими величинами и возможность описания ее аналитически.

Таблица 1

Связь метеорологической дальности видимости в туманах с их интегральными микрофизическими характеристиками

α 1/км	W мг/м ³	Z мм ⁶ /м ³	S_M м	α 1/км	W мг/м ³	Z мм ⁶ /м ³	S_M м
65,8	211,4	$1,7 \cdot 10^{-5}$	60	19,0	130	$1,6 \cdot 10^{-4}$	206
23,4	100	$1,3 \cdot 10^{-5}$	167	13,5	93,4	$6,7 \cdot 10^{-5}$	290
56,1	195,1	$1,9 \cdot 10^{-5}$	70	25,6	160	$1,03 \cdot 10^{-4}$	153
29,6	116	$2,9 \cdot 10^{-5}$	132	16,1	141	$5,3 \cdot 10^{-4}$	240
16,2	100	$1,04 \cdot 10^{-4}$	240	21,5	202	$6,2 \cdot 10^{-4}$	182
52,3	482	$1,38 \cdot 10^{-3}$	75	20,7	163,7	$3,4 \cdot 10^{-4}$	189
52,9	532	$1,74 \cdot 10^{-3}$	74	29,3	270	$6,06 \cdot 10^{-4}$	133
22,7	128,6	$1,70 \cdot 10^{-4}$	172	54,3	277	$1,06 \cdot 10^{-4}$	74
50,5	566	$2,0 \cdot 10^{-3}$	78	13,5	93,4	$6,3 \cdot 10^{-5}$	296
45,8	397	$5,3 \cdot 10^{-4}$	85	12,2	59	$5,1 \cdot 10^{-6}$	328
42,6	288	$2,0 \cdot 10^{-4}$	92	12,6	30	$1,1 \cdot 10^{-6}$	318
17,1	227	$1,45 \cdot 10^{-3}$	230	9,4	19,1	$1,8 \cdot 10^{-7}$	426
33,6	274	$1,39 \cdot 10^{-3}$	116	9,6	22,8	$6,9 \cdot 10^{-7}$	417
32,0	241	$3,4 \cdot 10^{-4}$	122	10,1	38	$3,8 \cdot 10^{-5}$	396
35,5	333	$7,9 \cdot 10^{-4}$	110	9,7	47,2	$2,3 \cdot 10^{-5}$	413
47,1	423	$9,7 \cdot 10^{-4}$	83	10,3	46,6	$1,4 \cdot 10^{-5}$	388
41,0	355	$8,0 \cdot 10^{-4}$	95	9,6	21	$4,1 \cdot 10^{-7}$	417
39,5	461	$2,13 \cdot 10^{-3}$	99	9,9	23,4	$5,2 \cdot 10^{-7}$	405
27,0	176	$2,9 \cdot 10^{-4}$	145	15,0	75,4	$2,63 \cdot 10^{-5}$	267
34,0	212	$4,6 \cdot 10^{-4}$	115	11,1	43,4	$7,9 \cdot 10^{-6}$	360
39,4	289	$1,08 \cdot 10^{-3}$	99	17,7	87	$2,9 \cdot 10^{-5}$	226
27,6	211	$3,8 \cdot 10^{-4}$	142	14,6	79	$2,35 \cdot 10^{-5}$	274
25,8	163	$1,5 \cdot 10^{-4}$	152	10,9	21	$4,8 \cdot 10^{-7}$	266
21,2	129	$1,1 \cdot 10^{-4}$	184	10,1	21,4	$4,2 \cdot 10^{-7}$	396
19,5	243	$1,1 \cdot 10^{-3}$	200	10,3	49,0	$1,1 \cdot 10^{-4}$	388
21,0	162	$3,5 \cdot 10^{-4}$	186	13,2	66,9	$3,4 \cdot 10^{-5}$	304
25,1	179,9	$1,6 \cdot 10^{-4}$	156	10,6	79,3	$1,3 \cdot 10^{-4}$	377
17,5	102	$5,4 \cdot 10^{-5}$	220	10,5	20,8	$3,6 \cdot 10^{-7}$	380

Очевидно, что форма уравнения, характеризующего $\alpha = f(Z)$, должна быть подобна уравнению, связывающему $Z = f(W)$ [2], т. е. удовлетворять виду

$$Z = A\alpha^\beta, \quad (5)$$

где A и β — постоянные коэффициенты, зависящие от спектра распределения частиц по размерам в туманах.

Обработка данных табл. 1 по методу наименьших квадратов привела к уравнению вида

$$\alpha = 300Z^{0,27}, \quad (6)$$

где α выражено в 1/км, а Z — в мм⁶/м³.

На рис. 1 представлена теоретически рассчитанная на основе полученного уравнения (6) кривая $\alpha=f(Z)$.

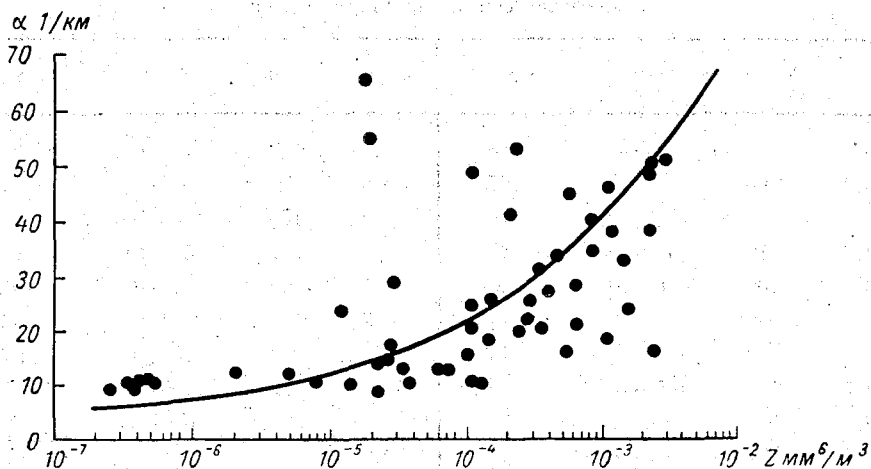


Рис. 1. Корреляционная зависимость между величинами α и Z .

Если теперь подставить (6) в (4), то получим искомое нами аналитическое выражение, связывающее метеорологическую дальность видимости в туманах S_m с их отражаемостью Z ,

$$S_m = 13Z^{-0.27}, \quad (7)$$

где S_m выражено в м, а Z — в $\text{мм}^6/\text{м}^3$.

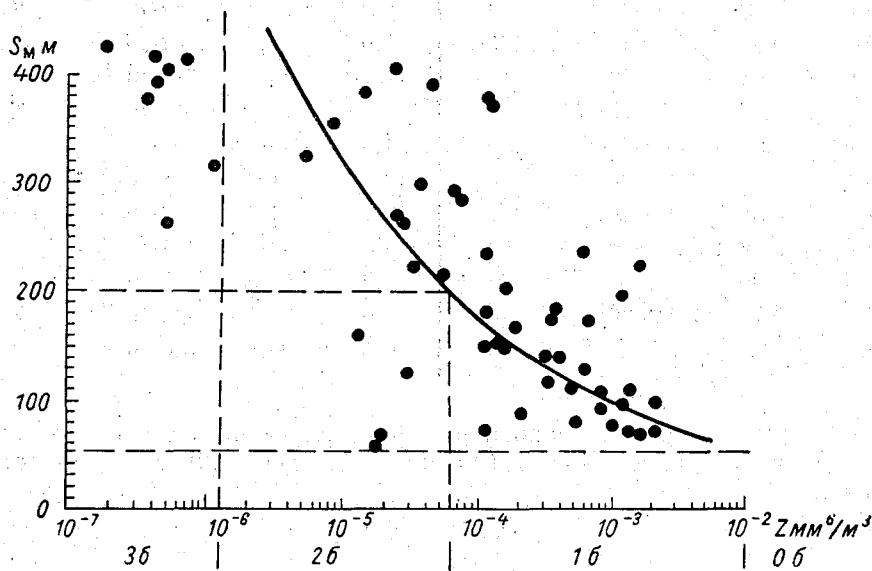


Рис. 2. Корреляционная зависимость между величинами S_m и Z .

На рис. 2 представлено корреляционное поле величин S_m , Z и теоретически рассчитанная на основе уравнения (7) кривая $S_m=f(Z)$.

Как следует из рис. 2, аналитическая зависимость $S_m=f(Z)$ описывает лишь общую тенденцию увеличения метеорологической дальности

видимости по мере уменьшения отражаемости туманов и не может быть поэтому использована для точных расчетов величин S_m применительно к задачам авиации. Однако принимая во внимание все же наличие корреляции между S_m и Z , выражение (7) можно использовать для оценочных значений S_m в баллах в соответствии с принятой в настоящее время классификацией [3]. В этом случае можно рекомендовать следующую шкалу.

**Шкала баллов метеорологической дальности
видимости в туманах и их отражаемости**

Видимость в баллах	Значения отражаемостей туманов в мм ⁶ /м ³
0	Большее 10^{-2}
1	10^{-4} — 10^{-2}
2	10^{-6} — 10^{-4}
3	10^{-7} — 10^{-6}
4 и больше	меньше 10^{-7}

Рассмотренные принципиальные вопросы применимости радиолокации для определения наклонной метеорологической дальности видимости в туманах указывают на перспективность таких работ. Следует, однако, учитывать, что практическая реализация этого метода потребует больших усилий как в направлении совершенствования метеорологической радиолокационной аппаратуры, так и по линии уточнения старых и установления новых связей между радиолокационными и оптическими характеристиками туманов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Полякова Е. А. Исследование микроструктуры дождей в связи с вопросом об их прозрачности. Труды ГГО, вып. 68, 1957.
2. Сальман Е. М. Радиолокационные исследования ливней и гроз. Труды ГГО, вып. 72, 1957.
3. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, часть I. Гидрометеиздат, Л., 1954.

Г. Б. БРЫЛЕВ, И. В. ВАСИЛЬЧЕНКО,
В. И. СЕЛИЦКАЯ, А. А. ФЕДОРОВ

СОВМЕСТНЫЕ РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ И АЭРОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В НИЖНЕМ 1,5-км СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

В статье рассмотрены результаты совместных радиолокационных и аэрологических наблюдений в нижнем 1,5-км слое атмосферы. Показывается связь между появлением радиолокационных отражений от ясного неба и конвективными и турбулентными движениями в атмосфере.

В ряде работ [3, 8] подробно исследовались различные аспекты радиолокационных отражений от ясного неба (термиков). Но несмотря на это, еще не ставился вопрос о применении радиолокационных наблюдений в безоблачные дни для расширения радиолокационной метеорологической информации с РЛС. Именно с этой целью в июле—сентябре 1963 г. в Воейково были проведены совместные радиолокационные и аэрологические наблюдения в нижнем 1,5-км слое атмосферы. РЛС была снабжена дополнительной регистрирующей аппаратурой, которая обеспечивала запись огибающих радиолокационных сигналов от ясного неба на электронном самописце ЭПП-09 и счет сигналов на стандартном счетном устройстве.

1. Методика и обработка наблюдений

Аэрологические наблюдения производились 1—2 раза в течение суток, обычно утром или во второй половине дня. С помощью механического метеорографа системы ГГО и электрометеорографа системы А. А. Ледоховича, установленных на вертолете КА-18, измерялись температура, влажность и давление воздуха в нижнем 1,5-км слое.

Зондирование производилось в районе расположения РЛС. После набора вертолетом наибольшей высоты при спуске на контрольных горизонтальных площадках (длительность полета на площадке составляла около 5 мин.) регистрировались пульсации температуры и влажности. Чувствительность приборов, описание которых можно найти в работах [1, 2], и малые скорости протяжки ленты электрометеорографа позволяли обрабатывать пульсации масштабом только в несколько сотен метров. За масштаб неоднородностей температуры и влажности принимались линейные размеры соответствующих выбросов на записи температуры и влажности относительно средней величины. Кроме того, по характеру записи пульсации можно было судить и о существовании пульсации меньшего масштаба (порядка десятков метров). Более подробные данные об ошибках, возникающих при вертолетном зондировании, можно найти в работе И. В. Васильченко. Ветер в момент наблюдений определялся по радиозонду (в 8 и 13—14 час. по солнечному времени).

Таким образом, результаты аэрологических наблюдений представлены в виде распределения по высоте температуры, влажности, давления воздуха и скорости ветра. Кроме того, получены данные о существовании или отсутствии пульсаций температуры и влажности на различных уровнях, если они отмечались механическим метеорографом. В некоторых случаях, когда при зондировании использовался электрометеорограф и кривую записи пульсационных характеристик можно было обработать, были получены данные об амплитудах и масштабах пульсации температуры и влажности.

Радиолокационные наблюдения велись в светлое время суток, обычно с 8 до 16 час. При вертикальном зондировании производились записи огибающих радиолокационного сигнала с разных высот в слое протяженностью 150 м. Для того чтобы уменьшить влияние суточных вариаций, наблюдения длились 20 мин. в течение каждого часа. За это время удавалось получить записи огибающих сигналов на четырех фиксированных уровнях. Если не велась регистрация сигналов на самописец, то производился счет числа отраженных импульсов в слое толщиной 1800 м в течение 20 мин.

При совместной работе с вертолетом запись отражений проводилась последовательно без пропусков в каждом 150-м слое вплоть до максимальной высоты появления отраженных сигналов. Затем, когда вертолет при снижении делал площадки, на уровне каждой из них фиксировались в течение 5 мин. радиолокационные сигналы.

Параллельно проводилась регистрация отражений на равномерно движущуюся фотопленку с неподвижной развертки индикатора ИДВ в масштабе 2,5 км. (Радиолокатор откалиброван по эталонной точечной цели и определена поправка к паспортным данным станции на потери в антенне и волноводном тракте.) Во время наблюдений регулярно измерялись мощность и чувствительность станции, а также снимались амплитудные характеристики приемно-регистрирующей аппаратуры. Градуировка аппаратуры осуществлялась с помощью радар-тестора. Общая погрешность измерений мощности радиоэхо составляла ± 3 дБ.

Рассмотрим блок-схему регистрирующей аппаратуры (рис. 1). Одновременно с запуском радиолокатора запускающий импульс 12 поступает на стандартную линию задержки 1, обеспечивающую установку селекторного импульса на заданной дальности. Задержанные по дальности импульсы запускают каскад формирования селекторного 1-мксек. импульса 2, собранного по схеме блокинг-генератора. Селекторный импульс управляет работой ключа 3, на который отраженные сигналы поступают после второго детектора 11 и катодного повторителя 10. После ключа отраженные сигналы поступают на усилитель постоянного тока 4, а затем на электронный самописец ЭПП-09. Время пробега ка-

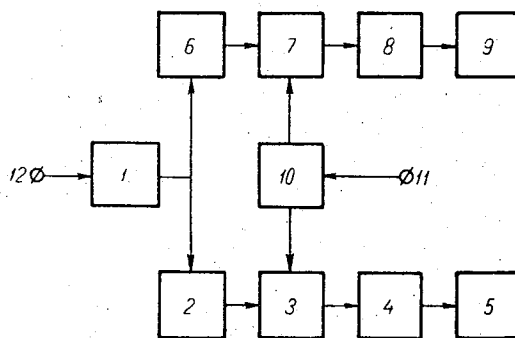


Рис. 1. Блок-схема регистрирующей аппаратуры.

1 — линия задержки, 2 — каскад формирования 1-мксек. селекторного импульса, 3 — ключевой каскад, 4 — усилитель постоянного тока, 5 — электронный самописец ЭПП-09, 6 — каскад формирования 1-мксек. селекторного импульса, 7 — ключевой каскад, 8 — усилитель-ограничитель, 9 — пересчетное устройство, 10 — катодный повторитель, 11 — второй детектор, 12 — запускающий импульс РЛС.

ретки самописца на всю шкалу, т. е. постоянная времени регистрирующей аппаратуры, 1 сек. Скорость протяжки ленты самописца 3—6 мм/сек. Для контроля скорости протяжки ленты использовался специальный датчик времени, не указанный на блок-схеме.

В случае работы в режиме счета после стандартной линии задержки запускается схема 12-мксек. селекторного импульса 6 (кипп-реле). Селекторный импульс управляет ключом 7, на который подается входной сигнал. После прохождения ключа сигнал поступает на усилитель-ограничитель с дифференцирующими цепочками 8, выполненный на транзисторах. Каскад 8 обеспечивает получение импульсов длительностью 10—20 мсек. и амплитудой 12 в, что вполне достаточно для надежной работы счетного устройства 9.

Основными характеристиками, которые дает обработка нефограмм, является максимальная высота радиоэхо и число отражений или их концентрация в объеме воздуха, переносимого ветром. При этом каждая точечная засветка на нефограмме принималась за термик.

Стоит подробней остановиться на соответствии данных, получаемых на нефограммах и с помощью записей амплитуд сигналов. Внимательное наблюдение за сигналами на амплитудном индикаторе, на который заводился селекторный импульс, и на самописце показывает, что часто в селекторный импульс, а значит, и на самописец попадает только часть отраженного импульса, в то время как его максимум расположен выше или ниже слоя, от которого фиксируется сигнал. Поэтому нельзя считать, что все амплитуды, записанные на ЭПП-09, соответствовали всегда максимальным значениям отраженных сигналов. По-видимому, это является одной из причин, приводящих к большому числу малых сигналов, регистрируемых от одного слоя. Под малыми понимаются сигналы, амплитуда которых меньше наиболее вероятных значений в день наблюдений. В среднем же сигналы, отмеченные с конца июня до середины августа, были на 1—1,5 порядка больше, чем в сентябре.

Из результатов работы [3] следует, что для расчета эффективного радиолокационного поперечника рассеяния σ от единичного термика для высот более 500 м можно пользоваться в большинстве случаев уравнением радиолокации для точечной цели

$$P_r = \frac{g^2 \lambda^2 P_t}{(4H)^3 H^4} \sigma,$$

где P_r — величина принимаемого сигнала, P_t — импульсная мощность, g — коэффициент усиления антенны, λ — длина волны, H — расстояние до объекта отражения. Разделив обе части уравнения на $P_{r \min}$, получим формулу для расчета σ (см²) через потенциал станции Π .

$$\sigma = \frac{\chi H^4}{\Pi},$$

где

$$\chi = \frac{P_r}{P_{r \min}}$$

В некоторых случаях для одних и тех же сигналов, кроме σ , находилась дополнительная радиолокационная характеристика — коэффициент отражения от слоя по мощности Φ^2 из уравнения вида

$$P_r = \frac{g^2 \lambda^2 P_t}{64 H^2 H^2} \Phi^2.$$

Для сравнения аэрологических и радиолокационных данных строились их распределения по высоте. Из формулы для расчета эффективного радиолокационного поперечника рассеяния σ видно, что σ_{\min} увеличивается с ростом H . Поэтому при построении распределений σ по высоте во внимание принимались только значения σ , превышающие пороговый уровень, который находился из условия: $\sigma_{\text{порог}} = P' H_{\text{max}}^4$ (оно в среднем равно $5 \cdot 10^{-4}$ см). Далее вычислялось среднее значение для $\sigma > \sigma_{\text{порог}}$ (на данной высоте σ_{max}). Если на какой-либо высоте $\sigma_{\text{max}} < \sigma_{\text{порог}}$, то принималось во внимание самое большое зафиксированное значение σ . Полученные величины σ_{max} относились к середине 150-м слоя, в котором они наблюдались, что в свою очередь может привести к занижению максимальной высоты радиоэхо на 75 м. Такой способ обработки позволяет полностью исключить импульсы с малой амплитудой и лучше локализовать в пространстве зоны с большими σ . За часовые интервалы находились также распределения во всем слое существования термик.

2. Результаты наблюдений и их интерпретация

Радиолокационные исследования отражений от ясного неба [4] и совместные радиолокационные и рефрактометрические наблюдения [6] показали, что источником таких отражений являются области неоднородностей коэффициента преломления n в атмосфере, которые создают высоконаправленное переизлучение в сантиметровом и миллиметровом диапазонах радиоволн. Причиной появления неоднородностей n являются турбулентные и конвективные движения в атмосфере и слои инверсий температуры, нарушающие однородность в распределении температуры и влажности. Конвективно-турбулентная природа атмосферных движений и обуславливает случайный характер амплитуд и периодов пульсаций температуры и влажности, а следовательно, масштабов и интенсивностей неоднородностей n .

Величина пульсаций коэффициента преломления зависит от средних значений температуры, влажности и давления воздуха на высотах, а также масштаба неоднородностей. Как известно, коэффициент преломления для радиочастот выражается в N -единицах через температуру $T^\circ \text{K}$, удельную влажность q г/кг и давление P мб следующим соотношением:

$$N = (n - 1)10^6 = \frac{77,6}{T} P + 600 \frac{Pq}{T^2}, \quad (1)$$

где первый член дает величину коэффициента преломления сухого воздуха, а второй — влажного. Связь между малыми изменениями N и малыми изменениями P и T дает полный дифференциал выражения (1). Поскольку для заданного уровня высоты изменениями давления можно пренебречь, окончательный вид для ΔN следующий:

$$\Delta N = - \left(\frac{77,6}{T^2} + \frac{1,2 \cdot 10^3}{T^3} Pq \right) \Delta T + \frac{600P}{T^2} \Delta q. \quad (2)$$

Из выражения (2) видно, что в среднем вклад пульсаций влажности в ΔN превосходит вклад пульсаций температуры в 4 раза. Величина пульсаций N будет наибольшей при высоких средних значениях T и q , когда пульсации T и q будут происходить одновременно, но иметь разный знак. Величина пульсаций связана с масштабом неоднородностей l эмпирическим соотношением [8]

$$\Delta N^2(l) \sim l^{1,6}, \quad (3)$$

где ΔN^2 — квадрат отклонения от среднего.

Обычно по распределению T , q и ветра с высотой определяют, какой тип атмосферных движений несет основную ответственность за появление неоднородностей n . При равновесной стратификации пульсации n будут обусловлены только пульсациями влажности.

Разнообразие атмосферных условий, вызывающих локальные возмущения в атмосфере, сложная зависимость пульсаций n от пульсаций и средних значений метеоэлементов, зависимость величины радиолокационного сигнала от еще большего числа случайных факторов (из них только часть поддается точному учету) делает интерпретацию радиолокационной информации от ясного неба исключительно сложной. Однако, по-видимому, можно считать, что зоны с повышенной турбулентностью и конвективными движениями являются зонами с наиболее интенсивными неоднородностями. Увеличение интенсивности неоднородностей коэффициента преломления в таких зонах должно привести

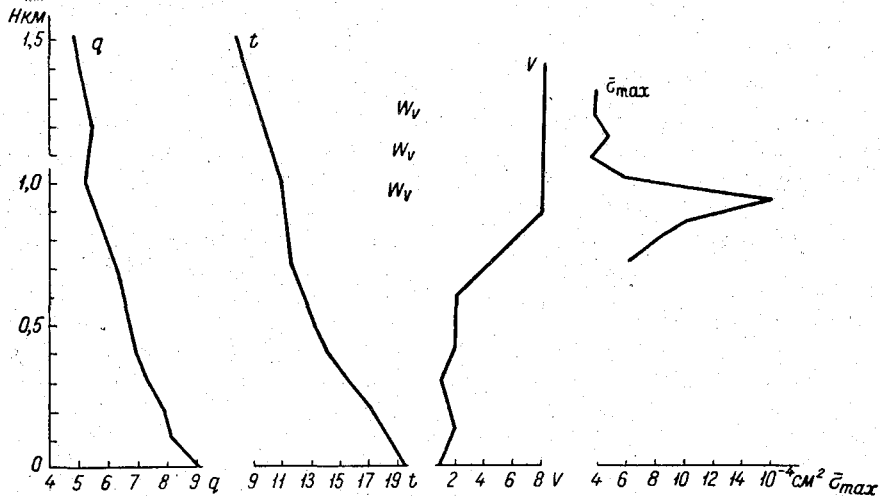


Рис. 2. Распределение по высоте t , q , V и $\bar{\sigma}_{\max}$ 6 сентября 1963 г., 14 час. 10 мин.

к увеличению амплитуд радиолокационных отражений. Таким образом, слои с турбулентными и конвективными движениями должны быть и слоями с повышенной радиолокационной отражаемостью.

Это соображение положено в основу обработки и интерпретации радиолокационных данных. Самые типичные случаи наблюдений представлены на рис. 2—4, на которых нанесены скорость ветра и данные о вертикальном распределении температуры и удельной влажности за 6, 9 и 11 сентября 1963 г. соответственно; W означает существование температурных пульсаций, V — пульсации влажности.

В табл. 1 приведены максимальные высоты радиоэхо N_{\max} , синоптическая ситуация, облачность в период наблюдений, высота нижней границы кучевых облаков по вертолету (*) и рассчитанная по наземным данным. В примечании дана оценка возможности существования конвективных или турбулентных движений и вертикальная протяженность слоя с конвективными движениями. Остальные результаты зондирования даны в приложении, где приведено распределение по высоте температуры t , удельной влажности q , относительной влажности u , вертикального градиента температуры γ , давления P , скорости ветра v , коэффициента преломления в N -единицах и градиента $N - \frac{dN}{dH}$ (N -ед./м),

факт существования пульсаций t и u на горизонтальных площадках, а также $\bar{\sigma}_{\max}$ и самый большой эффективный радиолокационный поперечник рассеяния σ_{\max} , наблюдавшийся в слое за время совместных наблюдений.

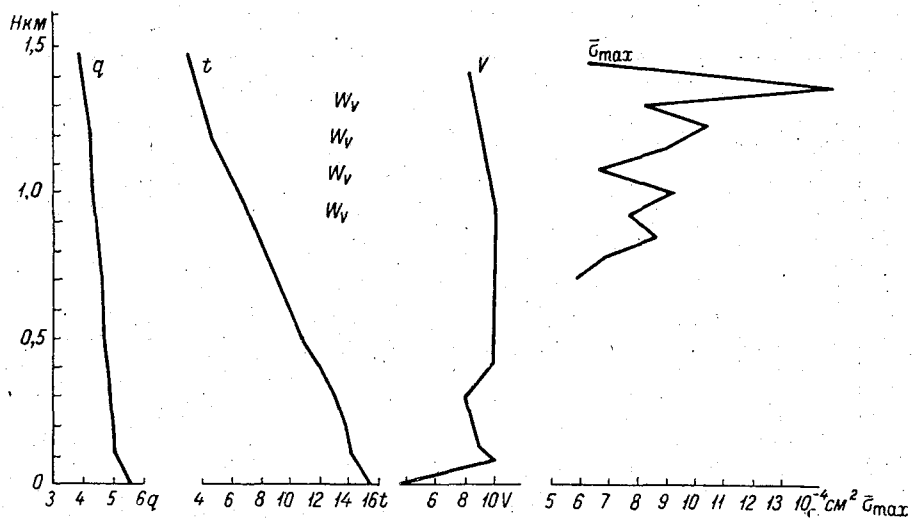


Рис. 3. Распределение по высоте t , q , V и $\bar{\sigma}_{\max}$ 9 сентября 1963 г., 13 час. 40 мин.

Анализ радиолокационных и аэрологических наблюдений позволяет высказать некоторые предположения о возможных причинах возникно-

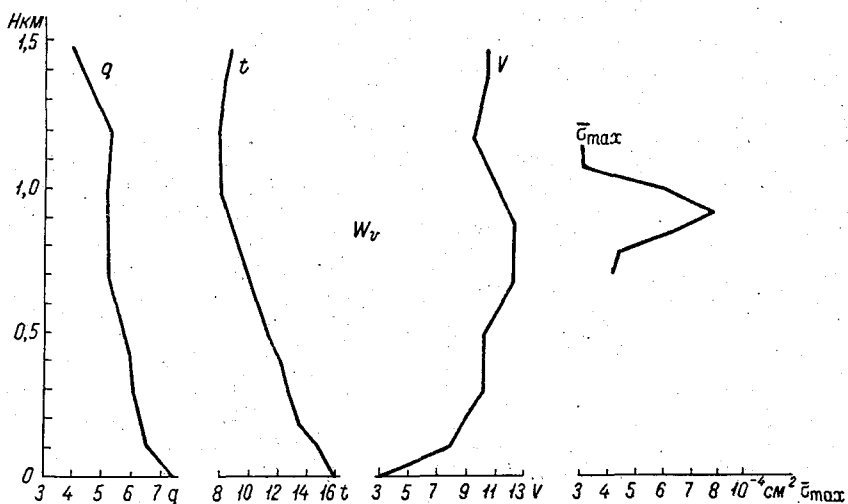


Рис. 4. Распределение по высоте t , q , V и $\bar{\sigma}_{\max}$ 11 сентября 1963 г., 11 час. 00 мин.

вения слоев, в которых отмечаются относительные максимумы в распределении $\bar{\sigma}_{\max}$ в каждом конкретном случае.

6 сентября (рис. 2) наибольшие значения $\bar{\sigma}_{\max}$ находились на высоте 950 м. Кривая имеет один ярко выраженный максимум, он локали-

Таблица 1

Дата	Срок наблюдений, час. мин.	H_{\max} м	Облачность	$H_{\text{нижн}}$ м	Синоптическая ситуация	Примечание
2/IX	13 00—14 30	1400	3/3 Сп	1400	Внутримассовая (ВМ)	
3/IX	10 00—12 25	1325	0/0 Сп	1200	ВМ	Конвекция возможна до 700 м
	13 25—14 25	1350	7/7 Сп			
4/IX	9 00—10 30	1200	1/0 Ас	800 1200	ВМ	Конвекция до 700 м
	11 00—13 00	1150	6/1 Сп, Ас, Сп			
	13 00—14 00	1250	8/2 Сп, Ас, Сп			
5/IX	9 30—10 30	1300	10/1 Сп, Ас, Сп	1600*	С 12 00 прохождение х. ф.	Конвекции нет
6/IX	10 30—11 30	1300	10/1 Сп, Ас, Сп	1000 1050 1500*	ВМ	Конвекция до 600 м Конвекция до 850 м
	11 30—12 30	1175	10/4 Сп, Ас, Сп			
	13 30—14 30	1325	10/2 Сп, Ас, Сп			
	14 30—15 30	1100	10/2 Сп, Ас, Сп			
9/IX	9 00—9 50	1250	0/0 Сп	800—1000* 1200* 1100	Прохождение вторичного х. ф. через Л-д с 11 00	Конвекция до 750 м Конвекция до 1000 м
	9 50—10 40	1300	4/4 Сп			
	13 00—14 05	До 1600	8/8 Сп, Сб			
	14 05—15 20	1300	8/8 Сп, Сб			
10/IX	9 30—10 50	1175	10/0 Сп, Сп	1200	ВМ	
	13 25—14 35	1200	8/3 Сп, Сп			
11/IX	8 42—9 48	1175	4/0 Сп, Ас		Приближение ф. о. В 18 час. проходит через Л-д	Конвекции нет
	9 53—10 50	1175	8/0 Сп, Ас			
	11 10—12 00	1175	10/0 Сп, Ас			

зован над слоем с большим вертикальным градиентом скорости ветра ($\frac{dv}{dH} = 2$ м/сек./100 м). Второй максимум значительно слабее. На уровнях обоих максимумов отмечены пульсации температуры и влажности. Исходя из температурной стратификации конвективные движения могут достигать высоты 850 м. Удельная влажность убывает до 1000 м, затем до 1200 м она остается постоянной и с 1200 м снова убывает.

Таким образом, можно представить себе следующую схему атмосферных движений, приводящих к образованию неоднородностей n . Поднимающиеся с нижних уровней более теплые и влажные относительно окружающей среды объемы воздуха создают до $H=900$ м неоднородности в распределении t и q . На высоте 900 м конвективные движения должны практически прекращаться, однако здесь наблюдается резкий излом ветра и поэтому действует турбулентный механизм образования неоднородностей n . Обе эти причины на высоте 900 м создают зону с повышенной радиолокационной отражаемостью. Резкое уменьшение σ_{\max} выше 1000 м, по-видимому, объясняется постоянством q в слое от 1000 до 1200 м и неизменной скоростью ветра вплоть до высоты 1500 м; H_{\max} не превышает 1325 м, что хорошо согласуется с аэрологическими данными о пульсациях температуры и влажности, которые исчезают на высоте 1500 м. Подобное объяснение можно дать и к наблюдениям 4 сентября. Появление относительных максимумов на кривой распределения σ_{\max} связано со слоями, где резко меняется скорость ветра, что отмечено во все дни наблюдений.

В некоторых случаях, как, например, 5 и 11 сентября, вообще исключена возможность конвективных движений, поэтому весь ход $\overline{\sigma_{\max}}$ определяется, по-видимому, турбулентностью. Величина H_{\max} радиолокационных наблюдений 11 сентября определяется инверсионным слоем (рис. 4), который начинается с $H=1200$ м ($H_{\max}=1175$ м). Здесь инверсионный слой является задерживающим по отношению к турбулентным движениям. По аэрологическим данным, пульсации температуры в этот срок были выражены очень слабо и практически существовали только на $H=950$ м. Максимум $\overline{\sigma_{\max}}$ и на этот раз связан с изменением скорости ветра. Однако не всегда нижняя граница инверсионного слоя совпадает с H_{\max} .

Из более ранних наблюдений [4] связь радиолокационных отражений с существованием инверсионных слоев представляется следующим образом. Из опыта известно, что инверсии, расположенные до высоты 600 м, фактически не влияют на появление отражений. Если инверсионный слой расположен выше 600 м, то сигналы могут отмечаться выше и ниже слоя. Сам слой, как правило, отражений не дает. По-видимому, такой характер отражений связан с тем, что вероятнее ожидать развития турбулентных пульсаций выше и ниже слоя инверсии, чем в самом слое.

Прохождение рядом с РЛС кучевых облаков вызывает увеличение амплитуд радиолокационных сигналов от ясного неба. Максимальная высота отражений при этом может достигать нескольких сотен метров над уровнем нижней границы облаков.

9 сентября (рис. 3) через Воейково проходил вторичный холодный фронт. С ним было связано резкое увеличение кучевой облачности (Сб, Си), которая к 13 час. достигла 8 баллов. Облака проходили над РЛС грядками. На рис. 3 видно повышение $\overline{\sigma_{\max}}$ в слое выше нижней границы (по вертолету $H_{\text{нижн}}=1200$ м, $H_{\max}=1475$ м). Один из максимумов $\overline{\sigma_{\max}}$, расположенных ниже, можно связать со слабым изломом удельной влажности на $H=1000$ м. То же самое наблюдалось и 9 сентября в более ранний срок.

Нефограммы при прохождении Си помещены в [4]. Увеличение σ можно проследить и в табл. 2, в которой приведены распределения σ за часовые интервалы наблюдений по всем высотам. Исключая влияние суточного хода (утром больших σ меньше, чем днем), можно заметить, что в дни с кучевыми облаками σ достигает больших значений.

Причину появления интенсивных отраженных сигналов можно видеть в сложном сочетании восходящих и нисходящих движений воздуха в межоблачном пространстве, приводящих к возникновению заметных неоднородностей температуры и влажности. Такое представление соответствует данным наблюдений Н. И. Вульфсона [5], относящимся к особенностям распределения температурных неоднородностей вблизи кучевых облаков.

Пятиминутный интервал наблюдений за термиками на одной высоте в те дни, когда они отмечаются в сопровождении кучевых облаков, недостаточен. В табл. 3 приведены распределения σ на высоте 950 м при облачности 9/4 Сi, Сu; нижняя граница Сu 1200 м. Распределения, построенные за разные интервалы наблюдений, показывают, что с увеличением длительности интервала параметры распределения становятся более устойчивыми и почти не меняются начиная с 20-минутного интервала и кончая часовым.

Таблица 2

Распределение эффективных радиолокационных поперечников рассеяния
 $\sigma \cdot 10^{-4} \text{ см}^2$ за часовые интервалы

Дата	Интервалы наблюдений, час. мин.—час. мин.	$\sigma \cdot 10^{-4} \text{ см}^2$							
		0,5—1	1—2	2—3	3—5	5—10	10—20	20— σ_{max}	σ_{max}
2/IX	13 00—14 30	0,096	0,216	0,203	0,186	0,182	0,059	0,058	50
	10 00—11 15	0,031	0,256	0,333	0,320	0,040	0,010	0,010	50
	13 15—14 15		0,032	0,152	0,151	0,390	0,170	0,105	100
4/IX	9 00—10 30	0,090	0,527	0,264	0,094	0,020	0,002	0,003	50
	11 00—13 00	0,048	0,436	0,374	0,114	0,014	0,012	0,002	30
	13 00—14 00	0,118	0,490	0,276	0,105	0,011			
5/IX	9 30—10 30	0,190	0,460	0,249	0,090	0,010	0,003	0,001	30
6/IX	10 30—11 30	0,326	0,514	0,130	0,0245	0,004	0,0015		
	11 30—12 30	0,145	0,536	0,164	0,092	0,045	0,018		
	13 30—14 30	0,285	0,427	0,173	0,078	0,025	0,012		
	14 30—15 30	0,299	0,496	0,112	0,053	0,035	0,005		
9/IX	9 00—10 00	0,175	0,482	0,182	0,090	0,053	0,014	0,003	35
	10 00—11 00	0,179	0,541	0,100	0,100	0,057	0,021	0,002	30
	13 00—14 00	0,059	0,422	0,269	0,176	0,072	0,002		
	14 00—15 20	0,190	0,350	0,164	0,174	0,114	0,008		
10/IX	9 30—10 50	0,170	0,470	0,149	0,146	0,060	0,002	0,003	50
	13 30—14 30	0,290	0,425	0,155	0,080	0,035	0,014	0,001	30
11/IX	8 40—9 50	0,350	0,575	0,064	0,011				
	10 00—11 00	0,415	0,482	0,088	0,015				
	11 00—12 00	0,340	0,525	0,107	0,023	0,004	0,001		

Таблица 3

Распределение эффективных радиолокационных поперечников на высоте 950 м
при прохождении кучевых облаков при разных интервалах наблюдений.
10/IX 1963 г., 11—12 час.

$\sigma \cdot 10^{-4} \text{ см}^2$	5 мин.	5 мин.	10 мин.	5 мин.	5 мин.	10 мин.	20 мин.	60 мин.
1—2	0,52	0,34	0,274	0,31	0,49	0,347	0,297	
2—3	0,41	0,41	0,52	0,52	0,49	0,507	0,517	
3—5	0,05	0,18	0,15	0,14	0,10	0,12	0,13	
5—10	0,02	0,06	0,05	0,02	0,02	0,02	0,04	
10—20			0,006				0,003	
>20		0,01		0,01		0,006	0,003	
1—2	0,20	0,29	0,25	0,46	0,22	0,31	0,28	
2—3	0,46	0,51	0,54	0,46	0,39	0,40	0,47	
3—5	0,06	0,11	0,14	0,10	0,22	0,17	0,15	
5—10	0,01	0,05	0,031	0,07	0,11	0,09	0,06	
10—20	0,26	0,04	0,031		0,03	0,01	0,02	
>20	0,01		0,008	0,01	0,03	0,02	0,02	
1—2	0,13	0,14	0,18	0,04	0,12	0,08	0,13	0,25
2—3	0,35	0,49	0,38	0,50	0,60	0,55	0,46	0,49
3—5	0,35	0,27	0,30	0,22	0,11	0,16	0,23	0,17
5—10	0,13	0,09	0,11	0,18	0,03	0,11	0,12	0,06
10—20	0,02	0,01	0,022	0,04	0,11	0,07	0,04	0,02
>20	0,02		0,008	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01

Таблица 4

Дата и срок наблюдений, час. мин.	площадь H км ²	t	q	P	N	$\overline{\Delta T}$	$\overline{\Delta u}$	$\overline{\Delta N}$	\bar{T}	M	$\sigma \cdot 10^{-4}$ см ²	m	Φ^2
6/IX 14 00—15 00	700	12,0	6,8	926	256,7	0,22	1,5	1,04	830	6	—	—	—
	970	10,4	6,2	890	248,1	0,28	1,5	0,78	660	8	0,89—19,4	70	$3 \cdot 10^{-15}$ — $6 \cdot 10^{-14}$
	1140	9,9	6,2	880	245,1	0,22	1,5	0,79	475	8	1,64—6,55	57	$4 \cdot 10^{-15}$ — $1,6 \cdot 10^{-14}$
9/IX 14 00—15 00	700	9,2	4,6	928	260,2	0,2	4	2,25	470	10	—	—	—
	900	7,5	4,4	907	255,1	0,13	4	1,79	490	7	1,22—15,4	69	$4 \cdot 10^{-15}$ — $5 \cdot 10^{-14}$
	1100	5,6	4,25	885	251,9	0,21	5	2,28	560	9	1,64—13,05	54	$4 \cdot 10^{-15}$ — $3,2 \cdot 10^{-14}$
10/IX 9 30—10 50	1380	3,4	3,9	852	241,6	0,15	4	1,48	820	9	3,48—13,9	20	$6 \cdot 10^{-15}$ — $2,4 \cdot 10^{-14}$
	670	5,4	5,2	934	264,8	0,51	8	2,88	570	7	2,65—10,6	117	$4 \cdot 10^{-15}$ — $1,6 \cdot 10^{-14}$
	960	3,4	4,6	894	254,2	0,27	10	3,69	500	7	0,88—7,10	53	$3 \cdot 10^{-15}$ — $2,4 \cdot 10^{-14}$
	1200	1,7	3,9	875	249,7	0,1	3	1,02	400	10	2,18—5,48	25	$1 \cdot 10^{-15}$ — $2,5 \cdot 10^{-14}$
	1440	3,3	3,8	850	241,5	0,1	2	0,73	400	9	—	—	—

По средним значениям пульсаций температуры $\overline{\Delta T}$ и влажности $\overline{\Delta h}$ были рассчитаны средние значения пульсаций коэффициента преломления $\overline{\Delta N}$. Средние масштабы пульсаций \overline{l} определялись как отношение расстояния, пройденного вертолетом на горизонтальной площадке, к числу отмеченных пульсаций M . Эти данные приведены в табл. 4. Кроме того, в табл. 4 даны эффективные радиолокационные поперечники рассеяния σ , коэффициент отражения по мощности Φ^2 и число радиолокационных отражений, полученных с уровня площадки m .

Из табл. 4, следует, что число радиолокационных сигналов и число пульсаций на одном уровне не совпадают. Следовательно, РЛС обнаруживает неоднородности n и меньшего масштаба, чем зафиксированные электрометеорографом. С учетом числа импульсов и скорости ветра на высоте масштабы неоднородностей по радиолокационным данным колеблются от 50 до 100 м. С уменьшением масштаба, согласно формуле (3), уменьшится и интенсивность неоднородностей.

Этот факт подтвержден и радиолокационными исследованиями. В работе [3] измерялся радиус кривизны термиком, он менялся от 20 до 600 м, причем с уменьшением величины отраженного сигнала, как правило, уменьшался и радиус кривизны. Особенность радиолокационных сигналов от ясного неба в их когерентном характере, в высокой степени «зеркальности» отражений. Это значит, что все скачки коэффициента преломления должны происходить в тонком пограничном слое между неоднородностью n и окружающей средой. Толщина слоя не должна превышать четверти длины волны РЛС.

До сих пор нет приборов, разрешающая способность которых позволяла бы фиксировать пульсации n в таких тонких слоях. По этой причине усилия многих исследователей были направлены на объяснение величины радиолокационного сигнала на основе уже известных величин пульсаций n , полученных с помощью рефрактометра. В результате выдвинутых предположений значения Δn , необходимые для объяснения сигнала, значительно уменьшились, но все еще на порядок больше измеренных. Недостаточны эти значения Δn и для объяснения величин σ и Φ^2 , полученных в наших наблюдениях.

Выводы

Рассмотренные случаи совместных наблюдений позволяют сделать предварительные выводы.

1. Неоднородности коэффициента преломления воздуха, наблюдаемые на РЛС, вызваны конвективными и турбулентными движениями в нижнем 1,5—2-км слое атмосферы.

2. Особенности в распределении отраженных сигналов по высоте отмечаются в слоях, связанных с изменением скорости ветра, удельной влажности и температурными инверсиями.

3. Высоты, на которых существуют пульсации температуры и влажности, являются слоями с повышенной радиолокационной отражаемостью. Максимальная высота радиолокационных отражений H_{\max} примерно совпадает с верхней границей слоя, в котором еще отмечаются пульсации.

4. В двух случаях (10 и 11 сентября) нижние границы инверсий совпадают с H_{\max} . По-видимому, параметры применяемой радиолокационной аппаратуры не позволяют наблюдать неоднородности коэффициента преломления внутри и выше инверсионных слоев.

5. Кучевые облака отмечаются на РЛС в сопровождении термиком,

максимальная отражаемость которых, как правило, значительно выше, чем в безоблачные дни.

Для установления однозначной связи между радиолокационными отражениями от ясного неба и метеорологическими процессами в нижней тропосфере необходимы дальнейшие совместные радиолокационные и аэрологические наблюдения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Селицкая В. И., Воронцов П. А. Методика вертолетного зондирования. Труды ГГО, вып. 140, 1963.
2. Ледохович А. А. Вертолетный электрометеорограф. Труды ГГО, вып. 140, 1963.
3. Черников А. А. Радиолокационные исследования отражений от ясного неба. Труды ЦАО, вып. 48, 1963.
4. Сальман Е. М., Брылев Г. Б. Особенности радиолокационного зондирования кучевых облаков небольшой вертикальной протяженности. Труды ГГО, вып. 159, 1964.
5. Вульфсон Н. И. Исследование конвективных движений в свободной атмосфере. Изд. АН СССР, М., 1961.
6. Lane J. A. and Meadows R. W. Simultaneous radar and refractometer soundings of troposphere. Nature, v. 197, January, 1963.
7. Бирбаум Г., Басси Х. Амплитуда, масштаб и спектр неоднородностей показателя преломления в нижнем слое атмосферы. Сб. «Вопросы радиолокационной техники», № 5 (17). ИЛ, 1953.
8. Atlas D. Radar studies of meteorological „angel” echoes. Journal of atmospheric and terrestrial physics, v. 15, No 3/4, 1959.

Данные совместного радиолокационного и аэрологического зондирования (1963 г.)

Дата	Срок наблюдений, час. мин.	Аэрологические										Радиолокационные					
		H м	P мб	t	γ	μ %	q г/кг	N	$\frac{dN}{dH}$	H м	v м/сек.	пульсации	H слоя, м	$\sigma_{\max} \cdot 10^{-4}$ см ²	$\sigma_{\max} \cdot 10^{-4}$ см ²		
3/IX	10 50	0	1012	22,5	1,0	70	10,2	334,8	0,023	0	0		725	6,0	6,3		
		100	1000	21,5	0,90	71	10,1	332,5	0,027	110	03		800	6,1	6,3		
		200	989	20,6	1,00	68	10,1	329,8	0,026	130	03		875	6,73	18		
		300	977	19,6	1,00	66	9,9	327,2	0,124	250	05		950	6,7	11,1		
		400	966	18,6	1,00	63	8,9	314,8	0,097	300	04	700 Wv	1025	10,9	24,6		
		500	955	17,8	0,80	61	8,2	305,1	0,009	430	05	1000 Wv	1100	6,97	15,8		
		700	933	16,8	0,50	61	7,9	303,2	0,045	530	06	1200 W	1175	13,0	26,8		
		1000	901	14,2	0,87	64	7,2	289,6	0,028	600	06	1500	1250	5,62	5,62		
		1200	880	12,7	0,75	66	6,9	284,0	0,049	900	06		1325	11,6	45,3		
		1500	848	11,2		61	6,0	269,4	0,010	1020	06						
		1510	847	11,1	0,52	61	6,0	269,3									
		4/IX	14 30	0	1005	21,6	0,6	73	10,2	333,8	0,054	0	04		725	8,3	8,3
				100	993	20,2	0,5	77	10,2	328,7	0,003	50	05		800	5,3	5,3
200	982			19,7	0,8	81	10,2	328,4	0,027	130	05		875	11,43	24,6		
300	970			18,9	0,60	81	10,1	325,7	0,027	300	05	700 Wv	950	6,1	8,95		
400	959			18,3	0,60	78	10,1	323,0	0,027	430	08	1000 W	1025	4,86	4,86		
500	948			17,7	0,60	76	10,0	320,3	0,027	600	09		1100	4,13	4,13		
700	926			16,5	0,6	75	9,5	314,2	0,029	900	10	1200	1175	2,7	2,75		
1000	894			14,7	0,6	81	9,5	305,3	0,059	930	11	1500	1250	3,6	3,6		
1200	873			13,6	0,55	80	8,9	293,5	0,090	970	11		1325				
1480	843			11,2	0,86	70	6,2	268,3		1430	10						
5/IX	9 55			0	1004	18,3	1,5	81	10,1	338,0	0,022	0	04		725	5,3	6,3
				100	992	16,8	0,6	83	10,0	335,8	0,015	40	07		800	5,3	5,3
				200	981	16,2	0,6	84	9,9	334,3	0,036	130	06		875	9,8	19,5
		300	970	15,6	0,6	84	9,7	330,7	0,023	300	06	700 Wv	950	7,77	8,95		
		330	966	15,3	0,1	84	9,5	330,0	0,137	410	05		1025	6,9	7,7		
		400	958	15,4	-0,14	78	9,0	320,4	0,036	600	05	806 W	1100	8,26	13,05		
		430	955	15,4	0,00	76	8,8	319,3	0,035	900	06		1175	5,48	5,48		
		506	947	14,9	0,71	77	8,6	316,8	0,064	900	08		1250	2,2	2,2		
		700	925	13,6	0,65	79	8,3	304,0		930	08	1100 Wv	1325	2,2	2,2		

6/IX	11 00	893	12,6	0,33	82	8,4	294,4	0,032	1410	09	1500 W	725	5,8	6,6
		871	11,6	0,30	82	8,4	288,4	0,030	1430	09		800	7,54	10,6
		842	9,4	0,90	88	7,7	282,9	0,019	1910	12		875	9,83	15,5
		1008	18,8	2,0	70	9,6	338,9	0,150	0	0		950	8,65	17,8
		997	16,8	1,0	69	8,3	323,9	0,022	70	01	700 W _v	1025	5,63	12,4
		986	15,8	0,8	70	7,9	321,7	0,034	130	01		1100	6,03	13,05
		974	15,0	0,8	70	7,7	318,3	0,092	300	02		1175	7,0	34,6
		962	14,2	0,8	70	7,4	309,1	0,021	430	02	1000 W	1250	4,5	4,5
		951	13,5	0,7	73	7,4	307,0	0,035	600	02		1325	2,2	2,2
		928	11,7	0,9	74	6,9	300,0	0,049	900	04	1200 W			
		896	9,9	0,6	72	6,2	285,4	0,024	930	04				
		874	8,6	0,65	70	5,6	280,5	0,030	950	04	1500			
		844	6,6	0,69	77	5,5	271,7	0,089	1330	04				
		1006	19,6	1,20	63	9,1	329,8	0,053	0	01		725	5,8	6,6
		995	18,4	1,60	61	8,2	320,9	0,058	60	02		800	7,5	10,6
		983	17,2	1,60	62	7,9	315,6	0,014	130	01	700 W _v	1025	5,8	7,74
		972	15,6	1,40	64	7,4	309,8	0,025	300	02		1100	3,28	3,28
		960	14,2	0,80	67	7,0	308,4	0,068	430	02	970 W _v	1175	4,36	4,36
		949	13,2	0,27	68	6,8	305,9	0,052	600	08	1140 W _v	1250	3,48	3,48
		926	11,6	0,60	69	6,3	293,5	0,010	900	08		1325	3,48	3,48
		894	10,8	0,64	64	5,3	279,8	0,050	950	08				
		873	9,6	0,64	71	5,5	277,8	0,030	1180	08				
		842	7,7	0,64	72	4,9	264,8	0,025	1420	08				
		841	7,6	0,64	72	4,9	264,5	0,026	0	04	1500	725	5,7	6,6
		1008	12,9	1,0	81	7,4	325,4	0,030	50	08		800	6,7	10,6
		996	11,9	0,90	82	7,1	322,9	0,050	130	08		950	9,2	19,5
		984	11,0	0,50	83	7,0	320,3	0,030	300	10	700 W _v	1025	8,75	14,2
		973	10,5	0,90	88	6,9	320,8	0,133	430	12	900 W	1100	7,2	30,6
		961	9,6	0,70	85	6,6	317,8	0,034	600	12	1200 W	1175	14,7	34,6
		950	8,9	0,50	86	6,4	304,5	0,050	900	14	1500	1250	3,58	3,58
		927	7,9	0,50	80	5,7	297,7	0,024	930	15			17,75	
		894	6,4	0,50	75	5,0	282,7	0,050	1400	13				
		872	5,4	0,56	73	4,7	277,9	0,050	1430	13				
		845	4,0	0,56	73	3,8	263,4	0,050	0	13				

9/IX

6/IX

Дата	Срок наблюдений, час. мин.	Аэрологические										Радиолокационные					
		H м	P мб	t	γ	μ %	q г/кг	N	$\frac{dN}{dH}$	H м	пульсации	σ_{max} 10 ⁻⁴ см ²	σ_{max} 10 ⁻⁴ см ²	σ_{max} 10 ⁻⁴ см ²			
9/IX	13 40	0	1009	15,3		51	5,5	318,9	0,325	0	04	725	5,8	5,8	5,8		
		100	997	14,3	1,0	49	5,1	306,3	0,167	80	10	800	6,81	6,81	8,4		
		200	986	13,9	0,40	50	5,0	303,0		130	09	875	8,53	8,53	12,3		
		300	975	13,2	0,70	51	4,9	300,8	0,022	300	08	950	7,6	7,6	22,4		
		400	963	12,2	1,00	52	4,8	298,6	0,022	430	10	1025	9,0	9,0	15,4		
		500	952	10,8	1,40	55	4,7	295,5	0,031	600	10	1100	6,53	6,53	13,0		
		700	928	9,2	0,80	58	4,6	290,0	0,027	900	10	1175	8,8	8,8	10,85		
		1000	896	6,6	0,87	64	4,3	276,5	0,045	930	10	1250	10,2	10,2	11,32		
		1200	874	4,6	1,00	70	4,2	271,1	0,027	960	10	1325	8,0	8,0	13,9		
		1470	845	2,8	0,67	72	3,8	264,6	0,024	1430	08	1400	14,54	14,54	14,51		
		10/IX	8 50	0	1013	11,3		88	7,3	330,0	0	02	725	3,32	3,32	3,32	
				100	1001	9,8	1,50	85	6,6	327,5	0,025	120	05	800	7,9	7,9	10,6
				200	989	8,6	1,20	83	6,3	316,7	0,108	130	05	875	4,9	4,9	4,9
				300	977	8,4	0,20	81	5,7	314,5	0,022	300	08	950	7,1	7,1	7,1
400	965			8,1	0,30	79	5,5	311,0	0,035	430	07	1025	7,7	7,7	7,7		
500	953			7,2	0,90	79	5,3	297,6	0,134	600	08	1100	3,28	3,28	3,28		
700	931			5,7	0,75	82	5,1	295,0	0,094	900	05	1175	5,48	5,48	5,48		
1000	897			3,0	0,90	84	4,4	280,3	0,049	930	05	1250					
1200	875			1,7	0,65	82	3,9	274,7	0,028	980	03	1325					
1340	860			0,8	0,64	95	4,3	271,4	0,023	1100	03						
1450	849			3,3	-2,28	66	3,8	265,0	0,071	1430	02						
11/IX	11 00			0	1008	15,9		65	7,3	321,2	0	03	725	4,0	4,0	4,0	
				100	996	14,6	1,30	62	6,5	311,4	0,098	80	08	800	4,2	4,2	4,2
				200	984	13,4	1,20	64	6,3	309,3	0,021	130	09	875	6,0	6,0	6,0
		300	973	12,6	0,80	65	6,0	306,8	0,025	200	10	950	7,4	7,4	10,0		
		400	961	12,1	0,50	65	5,9	304,6	0,022	300	10	1025	5,7	5,7	5,7		
		500	950	11,2	0,90	67	5,7	302,5	0,021	430	10	1100	2,8	2,8	2,8		
		700	927	9,8	0,70	66	5,2	288,8	0,068	570	12	1175	2,8	2,8	2,8		
		1000	894	7,8	0,67	70	5,1	280,9	0,026	600	12	1250					
		1200	872	7,6	0,10	71	5,2	274,0	0,034	900	12	1325					
		1480	843	8,4	-0,29	48	3,9	258,5	0,055	930	11						
										1200	9						

Примечание. В графе «пульсации» тире обозначает отсутствие пульсаций.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ КОЭФФИЦИЕНТА ПРЕЛОМЛЕНИЯ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

В статье описывается методика использования радиозонда А-22-IV без передатчика для зондирования приземного слоя атмосферы при помощи привязных шаров. Приводятся предварительные результаты исследования вертикальной структуры коэффициента преломления атмосферы в нижних 100—150 м.

1. Описание, методика и проведение экспериментальных исследований

Зондирование на привязных шарах. Как известно, в настоящее время нет достаточно чувствительных и простых приборов для зондирования самых нижних слоев атмосферы.

В Главной геофизической обсерватории ранее были разработаны и применены несколько типов облегченных метеорографов для подъема на привязных шарах [2, 3], но сейчас эти приборы не изготавливаются.

Существующие методы исследования атмосферы — самолетное и вертолетное зондирования и радиозондирование — не пригодны для исследования тонкой структуры приземного слоя из-за присущих им недостатков. Аэростатное зондирование также практически не применимо для этих целей ввиду громоздкости и большой стоимости оборудования.

Между тем для исследования распространения УКВ, а также для некоторых других целей при определенных условиях достаточно знания вертикальной структуры приземного слоя атмосферы до 100—150 м от поверхности земли. Поэтому разработка простых и портативных приборов и методов зондирования приземного слоя атмосферы в экспедиционных условиях является задачей весьма актуальной. В этом направлении нами были сделаны некоторые разработки.

Наш прибор, который будем называть зондом с проводами, выполнен на базе стандартного радиозонда А-22-IV. В нем радиопередача сигналов от измерительного прибора к приемнику, находящемуся на земле, заменена передачей по проводам. Поднимаемая часть зонда состоит из метеоблока и кодирующего устройства. Как известно, метеоблок радиозонда типа А-22 состоит из датчиков температуры, влажности и давления. Датчик температуры представляет собой биметаллическую спираль, к свободному концу которой прикреплена легкая стрелка. Датчиком влажности служит специально обработанная животная пленка в виде круглой мембраны, наклеенной на металлическое кольцо. Деформация пленки, вызванная изменением влажности, передается с помощью системы передач стрелке влажности. Концы стрелок

приемников соприкасаются с кодовым барабаном. Кодовый барабан представляет собой тонкий металлический полуцилиндр с контактными дорожками и приводится во вращение электромотором. При этом каждому положению стрелки относительно кодового барабана соответствует определенное сочетание замыканий цепи генератора в виде знаков Морзе. Мотор для вращения кодового барабана питается от батареи карманного фонаря напряжением 4,5 в. Время одного оборота барабана равняется 9—10 сек.

В стандартном радиозонде, как известно, вентиляция датчиков осуществляется за счет вертикального движения прибора относительно атмосферного воздуха. Но поскольку наш зонд был рассчитан на подъем с остановками на определенных уровнях, был изготовлен съемный вентилятор с электромотором, питающийся от батареи 4,5 в. Скорость вентиляции в шахте составляла около 2 м/сек.

Для надежной защиты от радиации весь прибор помещен в белый картонный кожух с длинным раструбом. Для подвешивания прибора к шару и для крепления к нему кабеля сделана легкая рама. Вес снаряженного прибора без вентилятора составляет 0,75 кг, а с вентилятором — 1 кг.

Согласно паспорту, чувствительность радиозонда А-22-IV равна: по давлению от 4,0 до 5,3 мб на дорожку, по температуре от 0,43 до 0,55° на дорожку, по относительной влажности от 0,9 до 2% на дорожку.

Коэффициент инерции датчика температуры был равен 3 сек., а датчика влажности — 20 сек. (при положительной температуре).

Наземная аппаратура состояла из простейшего релаксационного генератора звуковой частоты с неоновой лампой (зуммер) и электромагнитного головного телефона. Генератор питался от малогабаритной батареи напряжением 82 в.

В качестве кабеля нами использовалась капроновая нить диаметром 1,5 мм, обмотанная двумя медными многожильными проводами с шелковой изоляцией диаметром 1 мм. Кабель длиной 200 м был намотан на легкую самодельную переносную лебедку, установленную на треноге. Весь кабель весил около 0,25 кг.

Лебедка имела редуктор, приспособление для торможения и фиксации катушки, систему контактных колец для соединения с двумя жилами кабеля и простейшее угломерное приспособление для измерения угла наклона кабеля.

Прием сигналов зонда осуществлялся на слух с головного телефона, а запись производилась вручную. Запись также можно вести на диаграммной ленте при помощи полуавтоматического регистратора ПР-4.

Подъем прибора производился на двух резиновых радиозондовых оболочках № 50, наполненных водородом до подъемной силы 1,0—1,2 кг каждая, или на одной оболочке № 100, наполненной водородом до 1,8—2,0 кг.

Водород для наполнения шаров добывался на месте при помощи баллонного газогенератора АВГ-40 способом, принятым на аэрологических станциях сети Гидрометслужбы.

Обслуживание подъемов проводилось двумя сотрудниками.

Отказ от использования радиопередатчика значительно упростил работу с прибором и удешевил стоимость применяемого оборудования. При этом отпадает необходимость приобретения дорогостоящего радиоприемника, свежих батарей питания для передатчика, контрольных измерительных приборов — волномера, миллиамперметра. Кроме того, при нашем методе зондирования радиозонд из прибора разового действия превращается в прибор многократного действия. Опыт эксплуата-

тации прибора показал, что хорошие экземпляры сохраняют стабильность работы до 15—20 подъемов.

Сравнение данных радиозонда с данными психрометра Ассмана, помещенного в гигростат, а также сравнение этих данных в полевых условиях показало, что наблюдаемые расхождения в обоих случаях находятся в пределах чувствительности радиозонда. На основе этих измерений для средних погрешностей прибора-зонда получены следующие значения: по температуре $\pm 0,5^\circ$, по относительной влажности $\pm 2,5\%$. Вследствие малой чувствительности датчика давления его показания в обработку не шли. О способе определения давления будет сказано ниже.

Большое внимание обращалось на выдержку прибора до подъема, а также на наблюдения в момент подъема. В момент подъема одновременно записывались сигналы зонда и показания психрометра Ассмана, барометра-анероида и ручного анемометра.

Подъемы прибора производились в 1, 7, 13 и 19 час. с трехминутными выдержками на высотах 2, 10, 20, 30, 40, 50, 70, 100, 125, 150, 175 и 200 м. Трехминутные выдержки уменьшают до минимума инерционные ошибки прибора, а частые площадки позволяют получать детальную картину строения приземного слоя. Весь подъем длился 45—50 мин.

Контрольная поверка выдержки прибора, а также обработка по температуре и влажности проводились в основном согласно руководству [4].

Высота подъема прибора определялась по количеству выпущенного кабеля с учетом угла наклона, а по известной высоте и температуре слоя определялось давление на данном уровне; при этом оценка погрешности при определении P дает величину порядка ± 1 мб.

Погрешность в вычисления N . Расчет коэффициента преломления атмосферы производился по известной формуле

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

где T — температура воздуха в $^\circ\text{K}$, e — упругость водяного пара в мб, P — атмосферное давление в мб.

Взяв частные производные по T , e и P из формулы (1) и полагая $\bar{T} = 300^\circ\text{K}$, $\bar{e} = 20$ мб и $\bar{P} = 1000$ мб, получили выражение для оценки погрешности в определении коэффициента преломления:

$$\Delta n \cdot 10^6 \simeq -1,4 \Delta T + 4,2 \Delta e + 0,26 \Delta P. \quad (2)$$

Здесь ΔT , Δe и ΔP — погрешности в определении температуры, упругости водяного пара и давления.

Зная погрешности по относительной влажности Δr и среднюю температуру периода измерений, можно рассчитать величину ошибки для упругости водяного пара Δe по формуле

$$\Delta e = \frac{E}{100} \Delta r. \quad (3)$$

При определении метеозлементов по данному методу погрешность в определении коэффициента преломления составляет $\pm 1,4 N$ -ед.

Условия проведения эксперимента. С помощью этого метода летом 1963 г. удалось сделать 54 подъема на двух трассах радиоизмерений. Из них 30 подъемов было осуществлено на трассе № 1 длиной 146,5 км, проходящей над слабо пересеченной местностью с отдельными горными вершинами. Измерения проводились с 15 по 29 июля

в сосновом лесу с небольшой поляны размером 70×140 м, расположенной на трассе в 50 км от ее конца.

Трасса № 2 длиной 72 км представляла сильно пересеченную гористую местность с большими углами закрытия. Пункт метеоизмерения находился на конце трассы, на берегу большого водоема — озера Байкал. Подъем прибора производился с поляны размером 30×50 м, расположенной в небольшой низине в 0,6—0,8 км от берега Байкала. С расстояния 2—3 км от озера параллельно берегу начинаются гряды гор, возвышающиеся над уровнем берега на 600—800 м.

Погода в периоды измерений на трассах № 1 и 2 в основном была антициклональной. При этом ветер у поверхности земли в часы измерений не превышал 3—4 м/сек.

Проведенные измерения при помощи зонда, поднимаемого на привязных шарах, показали, что данный метод во многих случаях может дать удовлетворительные результаты при зондировании приземного слоя. Основное достоинство метода — простота и портативность оборудования.

Недостатком метода является невозможность подъема прибора при ветрах выше 3—4 м/сек. у поверхности земли.

Измерения с 34-метровой вышки. На трассе № 3 измерения метеоэлементов проводились с 34-метровой вышки телевизионного ретранслятора при помощи двух дистанционных метеостанций, установленных на уровнях 20 и 35 м.

Дистанционная метеостанция состоит из блока датчиков температуры и относительной влажности и приемной части. Блок датчиков соединялся с приемной частью кабелем длиной 50 м.

Для уменьшения влияния металлической мачты на показания датчиков приборы были укреплены на концах рей, вынесенных в сторону господствующего ветра на 1,5 м от мачты.

На уровне 2 м температура и влажность измерялись психрометром Ассмана, давление — барометром-анероидом типа БАММ, ветер — ручным анемометром. Погрешности дистанционной метеостанции, согласно ее паспорту, имели следующие предельные значения: по температуре $\pm 1^\circ$, по относительной влажности $\pm 7\%$. Тщательная регулировка датчиков и введение дополнительных поправок к их показаниям позволили значительно уменьшить погрешности измерений, а именно, за среднюю погрешность можно принять: по температуре $\pm 0,5^\circ$, по относительной влажности $\pm 5\%$. Давление на высотах определялось по методу, описанному в первой методике. Здесь величину погрешности давления можно принять равной $\pm 0,5$ мб. При этих данных погрешность в определении N дает значение

$$\Delta N = \pm 2,0N\text{-ед.}$$

Трасса № 3 длиной 64,5 км проходила над сильно пересеченной гористой местностью. Пункт метеоизмерения был расположен на конце трассы, на вершине небольшого холма, который с одной стороны круто обрывался к реке. Вершина холма превышала уровень реки на 25—30 м.

В период с 31 марта по 13 июня 1963 г. с вышки проведено 13 суточных серий наблюдений в сроки 1, 4, 7, 10, 13, 16, 19 и 22 часа. В 4-часовой срок было проведено только четыре измерения. Всего по трассе № 3 было обработано 90 измерений.

2. Результаты эксперимента

В качестве примера рассмотрим профили коэффициента преломления N , упругости водяного пара e и температуры t , наблюдавшихся на

трассе № 1 в безоблачный день 28 июня 1963 г. (рис. 1) и в облачный день 17 июня 1963 г. (рис. 2).

На рис. 1 прослеживается изменение коэффициента преломления в течение суток. Как видим, к 1 часу образовалась сильная приземная инверсия температуры в слое 50 м интенсивностью $6,5^\circ$. При этом уменьшение упругости водяного пара e по высоте было незначительным. Инверсия температуры вызвала сверхрефракцию в слое 50 м с вертикальным градиентом коэффициента преломления $g_n = -20 \cdot 10^{-8}$ 1/м.

К 3 час. рефракция несколько усилилась, и в основном она росла в высоту. С наступлением утра и восходом солнца в результате прогрева поверхности земли и развития турбулентности волноводный слой к 7 час. полностью разрушился и N -профиль стал почти стандартным. Вечером того же дня (в 22 часа) снова образовалась повышенная рефракция интенсивностью 6 N -ед. в слое 50 м.

17 июня небо было покрыто низкими облаками с небольшими просветами, причем в 13 час. наблюдались отдельные капли дождя. Здесь утром (8 час.) и вечером (23 часа) наблюдалась лишь слегка повышенная рефракция.

Нами вычислены средние вертикальные градиенты коэффициента преломления атмосферы g_n для слоев 2—20, 2—50, 2—100 и 2—150 м. При этом максимальная ошибка в определении градиента коэффициента преломления для слоя 2—100 м составляет $\Delta g_n = \pm 2,4 \cdot 10^{-8}$ 1/м.

На рис. 3 представлены суточные изменения градиента коэффициента преломления g_n на трех трассах. Здесь значения g_n являются результатом усреднения по 3—9 измерениям. На трассах № 1 (рис. 3 б) и № 3 (рис. 3 в) суточный ход g_n имеет один максимум (в 1 или 4 часа) и один минимум (в 13 час.). Из рисунка видно, что наибольшие суточные амплитуды градиента коэффициента преломления наблюдаются в самом нижнем слое (до 20—50 м), причем чем толще слой, тем меньше суточные амплитуды.

Значительно отличается суточный ход g_n на трассе № 2 (пункт зондирования находится на берегу оз. Байкал) от суточного хода на двух других трассах, удаленных от больших водоемов (рис. 3 а).

Из рис. 3 а видно, что суточный ход g_n имеет вид двугорбой кривой с основным максимумом в 19 час. и вторым слабым максимумом в 7 час.

Несколько неожиданным является то, что основной минимум g_n приходится на 1 час, тогда как обычно на это время приходится максимум g_n .

Градиенты g_n в слое 2—20 м на трассах № 1 и 2 отличались большим разбросом их значений, причем они принимали как отрицательные, так и положительные значения. Кроме того, на трассе № 2 (берег Байкала) в 1 час в нижнем слое до 20—30 м наблюдались аномально большие положительные градиенты. Так, из шести наблюдений, проведенных в 1 час, в нижнем 20-м слое во всех шести случаях отмечались градиенты, лежащие в пределах от $+15,6 \cdot 10^{-8}$ до $+37,7 \cdot 10^{-8}$ 1/м. Суточный ход g_n в слое 2—20 м на трассе № 2 приведен в табл. 1.

Таблица 1
Суточный ход градиента коэффициента преломления воздуха в слое 2—20 м на трассе № 2

Часы	1	7	13	19
$g_n \cdot 10^{-8}$ 1/м	+29,0	-6,2	-4,0	-14,8

Приведем интегральные кривые распределения градиента коэффициента преломления в интервалах 20, 35, 50 и 100 м от поверхности

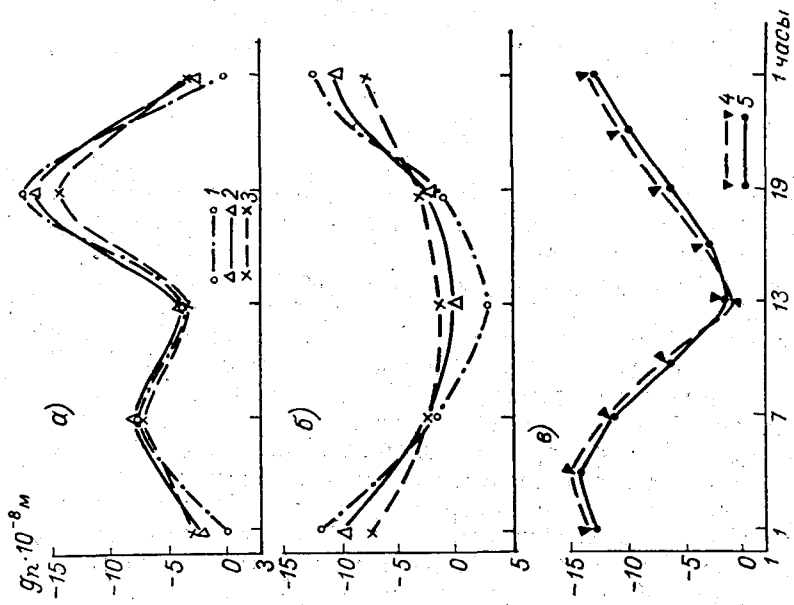


Рис. 3. Суточные изменения вертикального градиента коэффициента преломления приземного слоя атмосферы.

а — трасса № 2, б — трасса № 1, в — трасса № 3; 1 — слой 2-80 м, 2 — слой 2-100 м, 3 — слой 2-150 м, 4 — слой 2-80 м, 5 — слой 2-35 м.

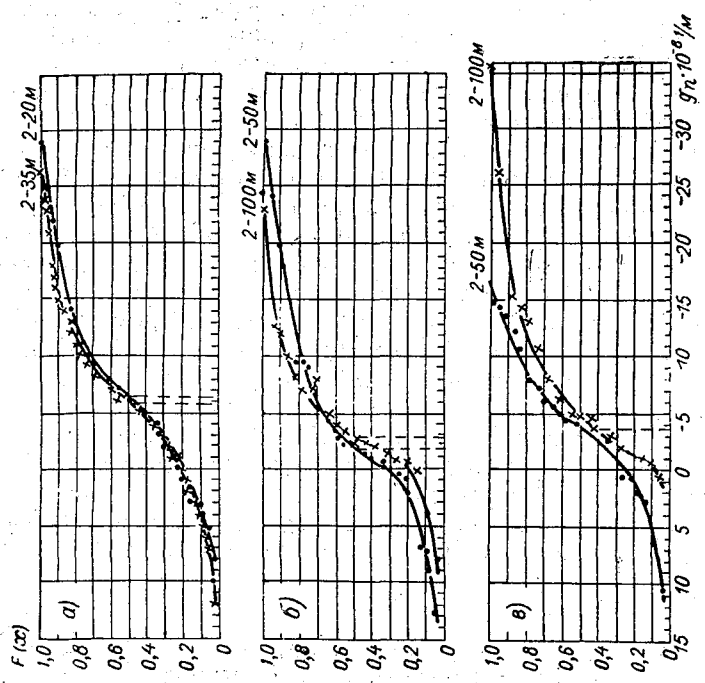


Рис. 4. Интегральные кривые распределения вертикального градиента коэффициента преломления приземного слоя атмосферы.

а — трасса № 3, б — трасса № 1, в — трасса № 2.

земли, наблюдавшиеся за весь период измерений на трассах № 1 (рис. 4 б), № 2 (рис. 4 в) и № 3 (рис. 4 а). Как видим, медианные значения g_n имеют различные значения на разных трассах, что свидетельствует о влиянии местных условий на распределение g_n . Здесь наименьшие медианные значения g_n наблюдаются на трассе № 1, проходящей вдали от водной поверхности.

Из рисунка видно, что экспериментальные кривые распределения g_n для трассы № 3, построенные по 90 измерениям, наиболее близки к кривым нормального распределения, а кривые для трасс № 1 и 2, построенные по меньшему числу измерений (от 18 до 23 измерений), несколько отличаются от кривых нормального закона, особенно для слоя 2—100 м на трассе № 2. В то же время на трассе № 2 в слое 2—50 м распределение g_n близко к нормальному. В общем случае для всех трасс характерна несколько бóльшая дисперсия в области отрицательных градиентов, чем в области положительных.

Вследствие недостаточного числа наблюдений главным образом на трассах № 1 и 2 точная оценка закона распределения является невозможной. Однако экспериментальные кривые приблизительно можно считать подчиняющимися нормальному закону распределения случайных величин и вычислить среднее арифметическое градиента коэффициента преломления g_{cp} и среднеквадратичное отклонение σ (табл. 2).

Таблица 2

Средние значения градиента коэффициента преломления и их среднеквадратичные отклонения

Трасса	Толщина слоя от поверхности земли, м	g_{cp} 1/м	σ 1/м
№ 1	100	$-4,7 \cdot 10^{-8}$	$6,3 \cdot 10^{-8}$
№ 2	100	$-9,0 \cdot 10^{-8}$	$9,7 \cdot 10^{-8}$
№ 3	35	$-6,7 \cdot 10^{-8}$	$6,2 \cdot 10^{-8}$

Следует отметить, что на рис. 4 не отражено наличие тонких слоев неоднородностей коэффициента преломления, наблюдающихся на различных высотах от поверхности земли, так как при вычислении средних градиентов они сглаживаются.

Анализ N -профилей показал, что из 24 подъемов на трассе № 2 в пяти случаях наблюдались приподнятые волноводные слои, а на трассе № 1 из 30 подъемов только в двух случаях отмечены слои повышенной рефракции. Характеристики этих слоев приведены в табл. 3.

Как видим, приподнятые инверсионные слои чаще наблюдаются на побережье большого водоема, чем над сушей.

Наличие слоистой структуры коэффициента преломления атмосферы отмечено в работе [5], где приводятся результаты самолетного зондирования атмосферы над морской поверхностью. По этим данным, на различных высотах от поверхности моря встречаются тонкие слои (толщиной около 20 м) с градиентом 60—70 N -ед. в пересчете на 100 м.

Для выяснения влияния изменения градиента показателя преломления на изменение уровня сигнала на рис. 5 сопоставлены среднечасовые уровни сигнала E (мкв/м) со значениями g_n в слое до 100 м (на трассах № 1 и 2) и 35 м (на трассе № 3) от поверхности земли.

На трассах № 1 и 3 велась запись телевизионного сигнала, а на трассе № 2 сигнал передавался. Как видим, на трассе средней протяженности (длина трассы № 1 146,5 км) наблюдается заметная корреляция между g_n и E (рис. 5 б), а на коротких трассах с большими

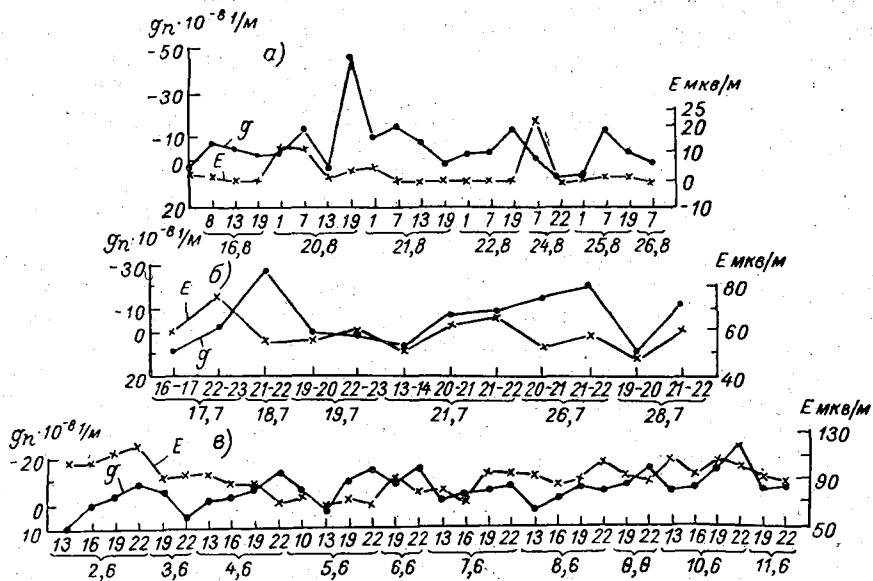


Рис. 5. Сопоставление среднечасовых значений уровня сигнала и вертикального градиента коэффициента преломления атмосферы.
а — трасса № 2, б — трасса № 1, в — трасса № 3.

экранирующими препятствиями (рис. 5 а и 5 в) заметной связи между g_n и E не обнаруживается.

Таблица 3

Характеристики приподнятых инверсионных слоев

Трасса	Число наблюдений	Число случаев	Время наблюдения, часы	Высота нижней границы, м	Толщина слоя, м	Градиент в слое, 1/м
№ 1	30	2	1	75	20	$-10 \cdot 10^{-8}$
			1	50	20	$-12 \cdot 10^{-8}$
			1	120	30	$-22 \cdot 10^{-8}$
			1	30	10	$-51 \cdot 10^{-8}$
№ 2	24	5	7	50	20	$-32 \cdot 10^{-8}$
			7	77	29	$-35 \cdot 10^{-8}$
			19	100	30	$-35 \cdot 10^{-8}$

3. Обсуждение результатов эксперимента

Выше было отмечено, что на трассе № 2 (см. рис. 3 а), где пункт зондирования находился на берегу оз. Байкал, наблюдался аномальный суточный ход градиента показателя преломления в виде двугорбкой

кривой, причем основной минимум g_n приходился на 1 час. Это можно объяснить, на наш взгляд, лишь влиянием Байкала. Действительно, характерной особенностью климата прибрежной полосы является наличие бризовой циркуляции, обусловленной различием в суточном ходе температуры воздуха между водоемом и сушей.

П. А. Воронцов указывает, что «бризовая циркуляция вызывает значительные изменения в суточном ходе многих метеорологических элементов во всем пограничном слое береговой зоны и в первую очередь температуры и влажности воздуха». Следовательно, это относится и к распределению коэффициента преломления атмосферы. Ночью при бризовой циркуляции относительно сухой и холодный воздух движется в нижних слоях (порядка 50—150 м) в сторону озера, а на больших высотах, как известно, более теплый и влажный воздух с поверхности озера перемещается в обратном направлении, т. е. в сторону берега. По-видимому, в результате сложного вращательного движения эти два слоя воздуха постепенно перемешиваются, вследствие этого до определенной высоты температура и влажность воздуха возрастают с высотой. Здесь влияние влажности на коэффициент преломления перекрывает влияние температуры, в результате этого ночью уменьшается вертикальный градиент коэффициента преломления. Анализ вертикального профиля температуры и влажности показал, что в 1 час они действительно растут с высотой, причем упругость пара особенно резко возрастает в нижних слоях (до высоты 20—50 м).

Следует отметить, что бризовые циркуляции вообще отличаются большой сложностью, в механизме образования их еще далеко не все выяснено.

Большой положительный градиент N в 1 час в слое 2—20 м, наблюдавшийся на трассе № 2, по-видимому, надо объяснить дополнительным влиянием формы рельефа места зондирования. Как было отмечено выше, место подъема прибора представляло низину, окруженную березовым лесом, так что расстояние от дна углубления до уровня вершин деревьев составляло 25—30 м. Ночью в результате радиационного выхолаживания и выпадения росы на поляне и на кронах деревьев влагосодержание воздуха начиная с уровня вершин деревьев уменьшается по направлению к поверхности земли. Этот холодный и сухой воздух застаивается на поляне и оказывается значительно суше, чем воздух выше вершин деревьев, что и вызывает аномально большие положительные градиенты коэффициента преломления в самом нижнем слое 20—30 м от поверхности земли.

Р. Гайгер [6] отмечает, что часто летней ночью наблюдаются случаи, когда упругость водяного пара в приземном слое увеличивается с высотой.

Относительно распределения g_n выше было отмечено, что для всех трех трасс характерна сравнительно большая дисперсия в области отрицательных градиентов. Но это естественно, так как наши измерения проводились в основном в антициклональную погоду, которая характеризуется условиями повышенной рефракции.

5. Некоторые предварительные выводы

Резюмируя вышесказанное, можно отметить следующее.

1. В ясные безоблачные ночи почти всегда образуются инверсии температуры, которые вызывают повышенную рефракцию в приземном слое атмосферы.

2. Наибольшие вертикальные градиенты коэффициента преломле-

ния наблюдаются в самом нижнем слое атмосферы до высоты 20—50 м, достигающие 20—30 N -ед. на 100 м высоты.

3. Исследования, проведенные в трех пунктах Забайкалья, показали, что распределение коэффициента преломления сильно зависит от физико-географических условий места зондирования.

4. Суточные изменения градиента коэффициента преломления в приземном слое в пунктах, удаленных от больших водоемов (трассы № 1 и 3), имеют простой ход: один максимум ночью (в 1 час) и один минимум днем (в 13 час.).

5. Суточный ход g_n на берегу Байкала имеет вид двугорбой кривой с максимумами в 7 и 19 час. и минимумами в 1 и 13 час.

6. Среднее значение вертикального градиента коэффициента преломления g_{cp} на берегу Байкала почти в два раза превышает значение g_{cp} в пункте, удаленном от водной поверхности (трасса № 1).

7. На трассе № 2 наблюдались приподнятые волноводные слои толщиной от 10 до 30 м на высотах от 30 до 120 м.

8. На трассе средней протяженностью ($d=146$ км) с не очень высокими препятствиями (трасса № 1) наблюдалась заметная корреляция между изменениями вертикального градиента коэффициента преломления g_n в слое 2—100 м и среднечасовыми значениями уровня телевизионного сигнала. На коротких трассах с высокими препятствиями (№ 2 — 72 км, № 3 — 64 км) отчетливой связи между g_n и E не обнаружено.

9. Измерения, проведенные при помощи прибора-зонда, поднимаемого на привязных шарах, в двух пунктах исследуемого района показали, что данный метод может быть при некоторых условиях успешно применен для зондирования приземного слоя атмосферы, особенно для радиометеорологических целей.

В заключение отметим, что наши выводы являются предварительными вследствие недостаточного статистического материала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов П. А. Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы. Гидрометеоздат, Л., 1960.
2. Воронцов П. А. Методы аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы. Гидрометеоздат, Л., 1961.
3. Воронцов П. А. и Соколов С. И. Методика аэрологических исследований нижнего слоя атмосферы. Труды ГГО, вып. 28 (90), 1951.
4. Никитина М. А., Побяхо В. А. и Ходосевич Н. М. Руководство по зондированию атмосферы радиозондом А-22-III. Гидрометеоздат, М., 1959.
5. Пахомов Л. А., Пинус Н. З., Шметер С. М. Аэрологические исследования изменчивости коэффициента преломления атмосферы для ультракоротких радиоволн. Гидрометеоздат, М., 1960.
6. Гайгер Р. Климат приземного слоя воздуха. ИЛ, М., 1960.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ПРЕЛОМЛЕНИЯ АТМОСФЕРЫ У ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

В статье на основе многолетних данных трех станций сети Гидрометслужбы рассматриваются особенности суточных и сезонных изменений коэффициента преломления атмосферы у поверхности земли в климатических условиях Забайкалья.

1. Введение

Как известно, состояние тропосферы оказывает значительное влияние на распространение ультракоротких радиоволн. Это влияние главным образом связано с изменением рефрактивных свойств тропосферы, вызванным в свою очередь изменениями вертикальных профилей основных метеорологических элементов — температуры, влажности и давления воздуха.

Специальные исследования, проведенные Бин и Мини [7] на различных радиотехнических трассах США, показали наличие ясно выраженной связи между средними значениями уровня сигнала и средней величиной разности значений коэффициента преломления у поверхности земли и на высоте 1 км. Позднее была обнаружена корреляция между среднемесячным уровнем сигнала и среднемесячной величиной коэффициента преломления у поверхности земли [6, 7]. Наличие связи между средними значениями уровня сигнала и значениями коэффициента преломления у поверхности земли имеет большое практическое значение, так как это позволяет без проведения специальных аэрологических измерений по величине коэффициента преломления у поверхности земли, получаемого по данным наземных сетевых станций, прогнозировать средние уровни сигнала на трассах, расположенных в различных географических районах. В связи с этим возникает необходимость изучения особенностей распределения коэффициента преломления у поверхности земли в различных климатических условиях.

В работе [6] по дальнему тропосферному распространению ультракоротких радиоволн академик Б. А. Введенский и другие подчеркивают необходимость дальнейшего исследования зависимости уровня поля от метеорологических условий и климатических особенностей.

Целью настоящей работы является изучение особенностей изменения коэффициента преломления атмосферы у поверхности земли в исследуемом районе.

В данной работе использован материал трех наземных станций сети Гидрометслужбы Забайкалья за пять лет (1958—1962 гг.). Метеоизме-

рения на станциях проводились в основные климатологические сроки, т. е. четыре раза в сутки (1, 7, 13, 19 час.), следовательно, нами использовано по каждой станции 7200 измерений.

Станции выбирались с таким расчетом, чтобы они находились по возможности в разных физико-географических условиях. Станции Улан-Удэ и Баргузин находятся вдали от больших водоемов, причем Баргузин расположен в глубокой котловине у подножия высоких горных хребтов, а Усть-Баргузин — на берегу большого водоема, озера Байкал.

Значения коэффициента преломления вычислены по известной формуле:

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

где T — абсолютная температура, P — атмосферное давление в мб, e — упругость водяного пара в мб.

Эта формула в настоящее время принята большинством радиофизиков и метеорологов [1, 7] и считается достаточно точной при обычно встречающихся T , P и e во всем диапазоне волн, начиная от самых длинных и кончая самыми короткими, вплоть до 1 см.

Точность определения N можно оценить по формулам [1]:

$$\Delta N_P = \frac{77,6}{T} \Delta P,$$

$$\Delta N_e = 373,2 \cdot 10^3 \frac{\Delta e}{T^2}, \quad (2)$$

$$\Delta N_T = -\frac{77,6}{T^2} \left(P \Delta T + 9620e \frac{\Delta T}{T} \right),$$

где ΔN_P , ΔN_e и ΔN_T — погрешности в определении N за счет ошибок в измерении давления (ΔP), влажности (Δe) и температуры (ΔT). Оценка средней погрешности в определении N по формулам (2) на основе точности метеоизмерений на сетевых станциях [5] дает значение порядка $\pm 1,5 N$ -ед., что является вполне достаточным для наших целей.

2. Суточные изменения коэффициента преломления атмосферы

Суточные изменения N определяются в основном суточными изменениями влажности и температуры воздуха, так как суточные изменения давления незначительны.

На рис. 1 приведены характерные примеры суточного хода температуры t , влажности e и коэффициента преломления воздуха N в безоблачные дни по станции Улан-Удэ в июле и январе.

Из рисунка видим, что зима в Забайкалье отличается очень малым значением абсолютной влажности, а ход упругости водяного пара в основном соответствует ходу температуры.

Благодаря исключительной сухости воздуха зимой и незначительной суточной амплитуде e влияние упругости пара на суточный ход N почти не сказывается. Так, по данным В. М. Жукова [2], средняя зимняя абсолютная влажность в Забайкалье составляет всего 0,7—1,0 мб. В силу этого суточный ход N противоположен суточному ходу температуры, т. е.

кривая N является как бы зеркальным отражением кривой температуры.

Таким образом, зимой суточный ход коэффициента преломления в безоблачные дни имеет один максимум ночью (в 1 или 7 час.) и один минимум днем (в 13 час.).

Летом влагосодержание воздуха увеличивается и соответственно увеличивается его влияние на коэффициент преломления воздуха.

Характер суточного хода коэффициента преломления летом такой же, как и зимой, но имеет большую амплитуду и менее правильно выражен.

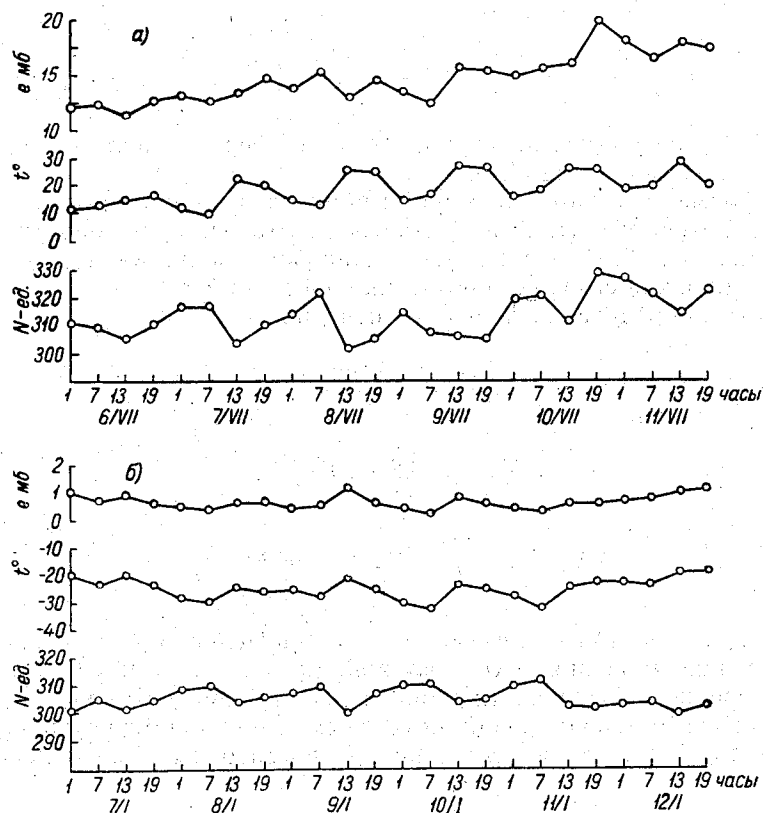


Рис. 1. Суточные изменения температуры, влажности и коэффициента преломления на ст. Улан-Удэ при безоблачной погоде в июле (а) и январе (б).

Наличие облачности, естественно, должно привести к некоторым особенностям суточных изменений N .

В табл. 1 приведены примеры суточного хода t , e и N в облачные дни по ст. Улан-Удэ.

Как видим, в облачные дни и летом, и зимой обычный суточный ход N нарушен. Суточный ход N , видимо, будет зависеть от сложного сочетания различных факторов — степени облачности, скорости ветра, поступления в данный район воздушных масс различных свойств и т. д.

Для выявления сезонных особенностей суточного хода N нами вычислены величины отклонений ΔN для каждого срока от его среднесуточных значений по сезонам, осредненных за пять лет,

$$\Delta N = \bar{N} - \bar{N}_{\text{ср}},$$

где \bar{N} — средние значения N по срокам, осредненные за 5 лет, $\bar{N}_{\text{ср}}$ — среднесуточные значения N по сезонам, осредненные за 5 лет.

Таблица 1

Примеры суточного хода упругости водяного пара e , температуры t и коэффициента преломления N в облачные дни по ст. Улан-Удэ

Дата	Часы	e мб	t°	N -ед.	Дата	Часы	e мб	t°	N -ед.
Зима					Лето				
13/I	1	0,8	-21,8	302,5	12/VII	1	17,5	18,1	320,2
	7	0,9	-21,9	304,0		7	16,2	16,8	326,8
	13	1,0	-16,5	301,0		13	16,5	21,9	319,8
	19	0,9	-22,0	305,6		19	16,2	20,7	319,4
14/I	1	0,8	-24,0	307,5	13/VII	1	16,0	16,0	325,4
	7	0,9	-23,0	306,8		7	15,2	15,1	323,0
	13	1,0	-17,0	303,1		13	15,0	15,0	324,0
	19	0,9	-21,0	303,9		19	14,6	13,5	321,0
15/I	1	0,9	-24,0	308,0	14/VII	1	14,3	13,0	320,9
	7	0,8	-25,6	309,0		7	12,9	13,6	315,2
	13	0,9	-18,3	312,0		13	14,8	14,0	313,0
	19	0,8	-21,0	305,3		19	14,4	13,9	312,1
16/I	1	0,9	-19,0	300,0	15/VII	1	14,3	13,2	321,1
	7	1,0	-19,2	301,2		7	13,9	14,0	316,3
	13	1,6	-15,0	298,0		13	14,1	18,1	315,0
	19	2,3	-9,0	295,3		19	13,0	19,0	311,6
17/I	1	2,1	-9,6	296,7	16/VII	1	14,5	13,3	326,1
	7	2,5	-9,8	294,9		7	12,8	11,2	315,3
	13	3,0	-7,2	296,5		13	14,1	20,3	308,6
	19	3,5	-7,0	296,6		19	13,0	17,0	312,0

Результаты вычислений представлены на рис. 2. Из рисунка видно, что максимум N приходится в основном на 7 час., а минимум — на 13 час. Резкий спад величины N происходит с 7 до 13 час., а затем происходит постепенный рост N вплоть до 7 час. следующего утра.

Максимум амплитуды суточных изменений N приходится на лето, а минимум — на зиму. Суточные амплитуды весной близки к летним, а осенние — к зимним.

Кроме того, из рис. 2 видно влияние водоемов на суточный ход N . Амплитуда суточных колебаний N на ст. Усть-Баргузин, расположенной на берегу оз. Байкал, весной, летом и осенью значительно меньше, чем в Улан-Удэ. Так, в Усть-Баргузине величина суточной амплитуды летом составляет всего 4,4 N -ед., а в Улан-Удэ — 10,7 N -ед.

Следовательно, близость больших водоемов оказывает сглаживающее влияние на суточный ход коэффициента преломления.

В табл. 2 представлены амплитуды суточных изменений N по многолетним данным (ΔN):

$$\Delta N = \bar{N}_7 - \bar{N}_{13},$$

где \bar{N}_7 и \bar{N}_{13} — среднесезонные значения N соответственно в 7 и 13 час., осредненные за 5 лет.

3. Сезонные изменения коэффициента преломления атмосферы

Результаты вычислений среднемесячных значений коэффициента преломления по пятилетним данным приведены на рис. 3.

Как видим, сезонный ход N имеет вид двойной волны с главным максимумом в июле—августе и вторым слабым максимумом в январе. Основной минимум приходится на апрель—май, а второй, слабый минимум, — на октябрь. Резкое нарастание величины N происходит в среднем с мая по июль, а спад — с августа по октябрь.

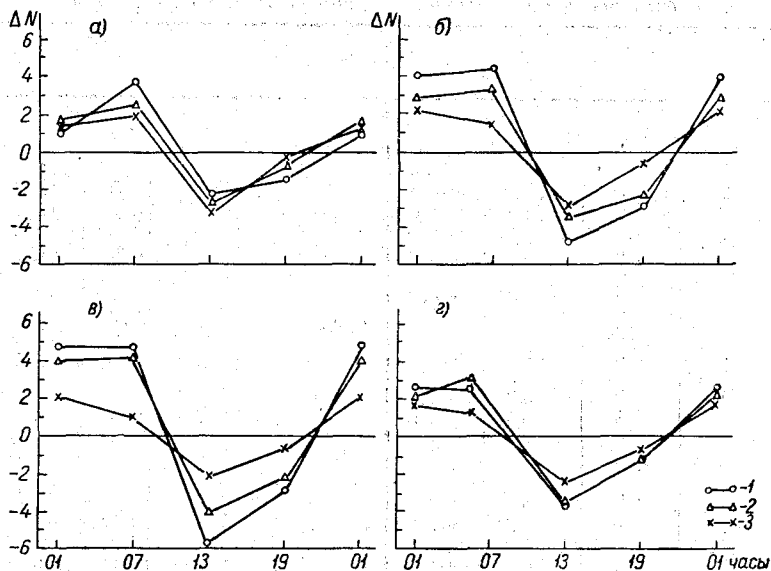


Рис. 2. Сезонные особенности суточных изменений коэффициента преломления атмосферы у поверхности земли.
а — зима, б — весна, в — лето, г — осень; 1 — Улан-Удэ, 2 — Баргузин, 3 — Усть-Баргузин.

По данным Л. А. Пахомова, Н. З. Пинуса и С. М. Шметера [1], сезонные изменения N под Москвой имеют простой ход с одним максимумом в июле и одним минимумом в январе.

Таблица 2

Амплитуды суточных изменений N по многолетним данным (ΔN)

Станция	Сезоны года			
	зима	весна	лето	осень
Улан-Удэ	6,4	9,7	10,7	6,1
Баргузин	5,0	6,8	8,5	6,6
Усть-Баргузин	4,8	5,6	4,4	4,4

Для выяснения причин такой аномалии в сезонном ходе N в исследуемом районе нами оценены роли годовых изменений температуры, влажности и давления в изменении коэффициента преломления атмосферы. Для этого представим формулу (1) как сумму двух членов:

$$N = \frac{77,6}{T} P + \frac{3,73 \cdot 10^5 e}{T^2},$$

или

$$N = N_T + N_e, \quad (3)$$

где первый член N_T — коэффициент преломления для сухого воздуха, зависящий от изменений температуры и давления воздуха, а второй член N_e — коэффициент преломления для водяного пара.

Результаты расчетов по формуле (3) величин N_T и N_e по месяцам за 1962 г. по ст. Улан-Удэ представлены на рис. 4.

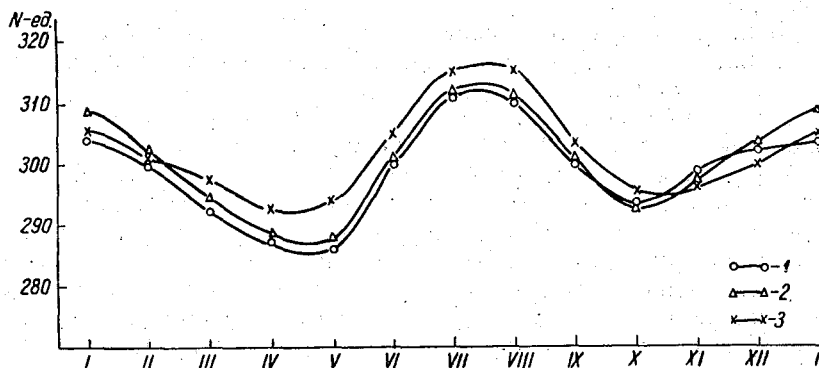


Рис. 3. Годовой ход изменений коэффициента преломления атмосферы N у поверхности земли.

1 — Улан-Удэ, 2 — Баргузин, 3 — Усть-Баргузин.

Из рис. 4 видно, что годовой ход N_T имеет простой ход с максимумом зимой (январь, декабрь) и минимумом летом (июль, август). Прямо

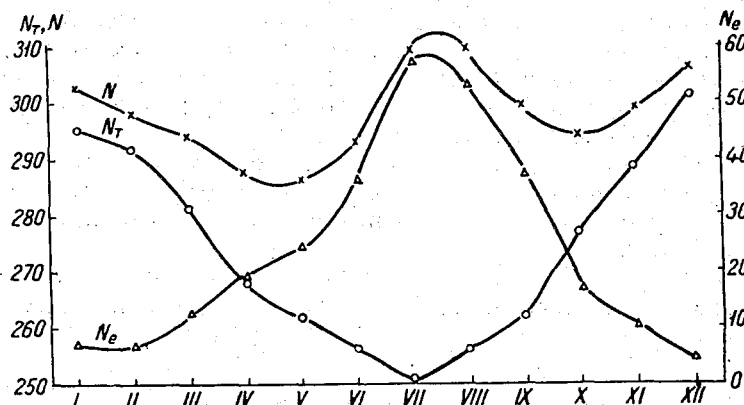


Рис. 4. Годовой ход N , N_T и N_e у поверхности земли.

противоположен годовой ход N_e — максимум приходится на лето (июль), а минимум — на зиму (декабрь, январь, февраль).

Отсюда становится ясно, что зимний максимум N обусловлен исключительно низкой температурой и высоким атмосферным давлением, господствующим в Забайкалье. Действительно, средняя годовая температура на исследуемой территории всюду отрицательная, а годовые амплитуды средних месячных температур достигают 35—45° [2]. Известно, что в Забайкалье в зимнее время господствует сибирский антициклон, характеризующийся наиболее высоким давлением в мире и исключительно низкой температурой [4]. Анализ сезонного хода атмосферного давления показывает, что максимум давления приходится на зиму (декабрь, ян-

варь) и минимум на лето (июль) с годовой амплитудой 22—25 мб, тогда как над Европейской частью СССР годовая амплитуда давления достигает лишь 8—12 мб [3].

Из рис. 4 также видно, что летний максимум N почти полностью обуславливается относительно высоким влагосодержанием воздуха в летнее время.

Глубокий минимум N весной, очевидно, нужно объяснить малым влагосодержанием воздуха и падением давления в связи с нарушением зимнего антициклона.

На рис. 4 показана также зависимость величины N от конкретных географических условий. Так, на берегу Байкала (Усть-Баргузин) значения N с марта по октябрь больше, чем на других станциях, на 5—6 N -ед. Это можно объяснить охлаждающим влиянием Байкала с конца зимы до наступления осенних холодов (октябрь) и сравнительно большим влагосодержанием в прибрежной полосе, так как эти два фактора — уменьшение температуры и увеличение влажности — действуют в одном направлении, а именно увеличивают коэффициент преломления воздуха. С ноября до первой половины зимы (январь), когда Байкал еще не покрыт льдом и оказывает смягчающее влияние на температуру воздуха, коэффициент преломления здесь несколько меньше, чем в пунктах, удаленных от озера.

В Баргузине средние зимние значения N больше (до 5 N -ед.), чем на двух других станциях, что объясняется исключительно низкой зимней температурой в Баргузине, находящемся значительно севернее Улан-Удэ и расположенном в глубокой котловине. Разница между летними максимальными и весенними минимальными значениями коэффициента преломления по станциям Улан-Удэ и Баргузин составляет 25 N -ед. А для Москвы разница между летним максимумом и зимним минимумом коэффициента преломления составляет около 14 N -ед. [1]. Следовательно, в исследуемом районе амплитуда сезонных изменений N значительно больше, чем в районе Москвы.

Таким образом, сезонные изменения коэффициента преломления атмосферы у поверхности земли в исследуемом районе обладают существенными особенностями по сравнению с сезонными изменениями N в районе Москвы.

В табл. 3 приведены величины отклонений сезонных значений N , осредненных по трем месяцам сезона, от среднегодовых значений N , осредненных за пять лет.

Таблица 3
Отклонения сезонных значений N от их среднегодовых значений

Станция	Сезоны года			
	зима	весна	лето	осень
Улан-Удэ	+3,7	-10,3	+8,5	-1,5
Баргузин	+3,7	-10,8	+6,2	-4,0
Усть-Баргузин	+1,0	-6,8	+10,1	-3,2

Для характеристики устойчивости сезонных значений коэффициента преломления нами вычислены отклонения сезонных значений N за каждый год от средней многолетней для каждого сезона (ΔN).

Здесь

$$\Delta N = N_c - \bar{N}_c,$$

где N_c — сезонные значения коэффициента преломления для разных лет, \bar{N}_c — средняя многолетняя для данного сезона.

Результаты вычислений приведены в табл. 4.

Таблица 4

Отклонения сезонных значений N за каждый год от средней многолетней для каждого сезона

Станция	Год	Сезоны года			
		зима	весна	лето	осень
Улан-Удэ	1958	-1,0	-0,2	-6,2	-0,2
	1959	+0,7	-0,1	+5,6	+1,2
	1960	+0,6	-0,7	+0,9	-0,5
	1961	+0,4	-0,1	-3,4	-0,5
	1962	-0,9	+1,6	+4,0	+0,1
Баргузин	1958	+0,1	-0,6	-6,3	-2,0
	1959	-0,8	-0,5	+5,7	+1,8
	1960	+1,3	-1,1	+1,2	+0,1
	1961	+0,8	+1,1	-4,4	-1,3
	1962	-1,3	+1,0	+3,8	+1,4
Усть-Баргузин	1958	-0,3	-0,7	-3,5	-3,0
	1959	+0,5	-1,0	+3,3	+2,0
	1960	+1,2	+0,8	+0,7	+0,3
	1961	+0,4	+0,5	-4,2	-0,3
	1962	-1,7	+2,1	+2,7	+1,1

Как видим, сезонные значения коэффициента преломления зимой, весной и осенью обладают значительной устойчивостью. Особенно устойчивы зимние значения N , колебания которых от их многолетних зимних значений в преобладающих случаях находятся в пределах точности определения N . Относительно большой разброс имеют летние значения N , максимальные отклонения которых от их соответствующих многолетних значений составляют $\pm 5-6 N$ -ед.

Выводы

В результате всего вышесказанного можно сделать вывод о том, что суточный ход коэффициента преломления имеет ряд своих особенностей.

1. Суточные изменения N во все сезоны года независимо от характера подстилающей поверхности и рельефа местности имеют простой ход с максимумом ночью и минимумом днем (13 час.).

2. В облачные дни суточный ход N четко не выражен.

3. Максимум амплитуды суточных изменений N приходится на лето, а минимум — на зиму.

Амплитуды суточных изменений N в весенние месяцы близки к летним, а в осенние — к зимним.

4. Суточные амплитуды N весной, летом и осенью вблизи больших водоемов значительно меньше, чем в пунктах, удаленных от водоемов.

Сезонные изменения коэффициента преломления атмосферы у поверхности земли в Забайкалье обладают существенными особенностями по сравнению с сезонными изменениями N в районе Москвы.

1. Сезонный ход N имеет вид двойной волны с двумя максимумами (летом и зимой) и двумя минимумами (весной и осенью), тогда как

в районе Москвы он имеет простой вид с одним максимумом летом и одним минимумом зимой.

2. Это различие в характере сезонного хода N обуславливает различия в скорости сезонных изменений N : резкое увеличение в Забайкалье происходит в среднем с мая по июль, а спад — с августа по октябрь, а в районе Москвы резкое увеличение N происходит с марта по июль, а спад — с июля по ноябрь.

3. Вблизи большого водоема (Усть-Баргузин) значения N с марта по октябрь больше, чем в пунктах, удаленных от водных поверхностей, а с ноября по январь меньше.

4. Амплитуда сезонных изменений N в исследуемом районе значительно больше (25 N -ед.), чем в районе Москвы (порядка 14 N -ед.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Пахомов Л. А., Пинус Н. З., Шметер С. М. Аэрологические исследования изменчивости коэффициента преломления атмосферы для ультракоротких радиоволн. Гидрометеоздат, М., 1960.
2. Жуков В. М. Климат Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1960.
3. Курс метеорологии. Под ред. П. Н. Тверского. Гидрометеоздат, Л., 1951.
4. Щербакова Е. Я. Климат СССР. Восточная Сибирь. Гидрометеоздат, Л., 1961.
5. Беспалов Д. П. Точность измерений температуры и влажности воздуха и перспективы ее повышения. Труды ГГО, вып. 61 (123), 1956.
6. Арманд Н. А., Введенский Б. А., Калинин А. И., Колосов М. А., Соколов А. В., Шабельников А. В., Ширей Р. А. Дальнее тропосферное распространение ультракоротких радиоволн. Радиотехника и электроника, т. VI, вып. 6, 1961.
7. Veep V. K., Meaney F. M. Some applications of the Monthly Median Refractivity Gradient in tropospheric Propagation. Proc. IRE, 43, No 10, 1955.

СОДЕРЖАНИЕ

	Р. В. Игнатов, В. А. Петрушевский. Эффективность и обеспеченность радиолокационных обнаружений облаков, не дающих осадков	3
	Г. И. Куликова, Г. Т. Никандрова, В. А. Петрушевский. Точность измерения границ облаков радиолокационным методом	9
V	С. Б. Гашина, Е. М. Сальман. Особенности радиолокационных характеристик грозových облаков	19 ✓
	Р. В. Игнатов, В. А. Петрушевский, Е. М. Сальман. Радиолокационные признаки характера облачности	26
	Б. Ш. Дивинская. Анализ полей облачности и осадков по радиолокационным наблюдениям	34
	Б. Ш. Дивинская. Опыт применения радиолокационных наблюдений для уточнения синоптического положения	53
	С. Б. Гашина, И. М. Имянитов, И. И. Камалдина, Е. М. Сальман, Е. В. Чубарина. Связь радиолокационных характеристик облаков с их турбулентным и электрическим состоянием	58
	К. С. Жупахин. Применение накопителя для увеличения метеорологической эффективности радиолокационной аппаратуры	63
	Г. И. Куликова, Э. Г. Палагин, Е. А. Полякова, Е. М. Сальман. К вопросу о возможности радиолокационного определения метеорологической дальности видимости в туманах	71
	Г. Б. Брылев, И. В. Васильченко, В. И. Селицкая, А. А. Федоров. Совместные радиолокационные и аэрологические наблюдения в нижнем 1,5-км слое атмосферы	76
	Н. Ц. Гомбоев. Исследование вертикальной структуры коэффициента преломления приземного слоя атмосферы	91
	Н. Ц. Гомбоев. Некоторые особенности изменения коэффициента преломления атмосферы у поверхности земли	102

Б. И. ПОЛЕ
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института

Редактор *А. Б. Котиковская*
Технич. редактор *Г. С. Николаева*
Корректор *В. С. Игнатова*

Сдано в набор 19/IX 1964 г. Подписано к печати 9/XII
1964 г. Бумага 70×108¹/₁₆. Бум. л. 3,5. Печ. л. 9,8.
Уч.-изд. л. 8,92. Тираж 600 экз. М-15555. Индекс ГЛ-185.
Гидрометеорологическое издательство,
Ленинград, В-53 2-я линия, дом № 23.
Заказ 613. Цена 62 коп.
Тем. план 1965 г., № 104

Ленинградская типография № 8 Главполиграфпрома
Государственного комитета Совета Министров СССР
по печати.
Ленинград, Прачечный пер., 6