

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

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

Выпуск

422

**СОВЕТСКО-АМЕРИКАНСКИЙ
МИКРОВОЛНОВЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ**

Под редакцией
д-ра технич. наук В. Д. СТЕПАНЕНКО,
канд. физ.-мат. наук Ю. И. РАБИНОВИЧА



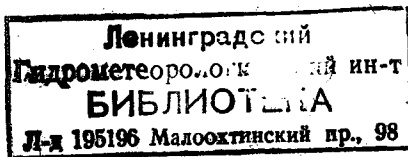
ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1980

Представленные в сборнике статьи по материалам экспедиции САМЭКС-76 рассматривают вопросы микроволнового дистанционного зондирования параметров атмосферы и взволнованной водной поверхности. Некоторые статьи посвящены аппаратуре и проблемам автоматизации регистрации и обработки радиометрической информации.

Сборник рассчитан на научных сотрудников, инженеров и аспирантов, специализирующихся в области физики атмосферы, радиофизики и радиотехники.

The articles on SAMEX-76 expedition materials presented in the publication deal with the problems of microwave remote sensing of atmospheric parameters and rough water surface. Some articles treat on the equipment and problems of automation of radiometric information recording and processing.

The publication is intended for research workers, engineers, and post-graduates specializing in atmospheric physics, radio-physics, and radio engineering.



306602

В. Д. Степаненко, Ю. И. Рабинович

КОМПЛЕКСНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ САМЭКС-76

В соответствии с Соглашением от 21 января 1971 г. о сотрудничестве в области исследований космического пространства между Академией наук СССР и Национальным управлением по аэронавтике и исследованию космического пространства США (НАСА), утвержденным на Правительственном уровне 24 мая 1972 г., в период с 3 по 7 марта 1975 г. в Годдардском центре космических полетов в США (Мэриленд, Гринбелт) состоялось II совещание смешанной советско-американской рабочей группы по космической метеорологии. В числе других вопросов на этом совещании были рассмотрены совместные советско-американские эксперименты по дистанционным микроволновым измерениям. Стороны отметили значительные научные результаты экспериментов по программе «Беринг» [1] и признали целесообразным продолжить совместные исследования по радиотепловым измерениям состояния атмосферы и поверхности океана. Основной задачей этих исследований было определено улучшение использования в синоптическом анализе данных о волнении моря, поле ветра у земной поверхности, распределении осадков и их интенсивности, получаемых по микроволновым измерениям.

Проведение исследований было запланировано на 1975—78 гг. причем в 1975 г. предполагалось провести только обмен научными материалами по ранее полученным результатам и разработать программы экспериментов, планируемых каждой стороной на 1976—78 гг. Решение совещания предусматривало, что в этот период каждая сторона самостоятельно проведет комплексные исследования по согласованной программе, а затем будет проведен обмен результатами и их совместный анализ. При этом было решено, что советская сторона проведет комплексный эксперимент в северной части Тихого океана, а американская сторона — в Северной Атлантике. Обмен данными будет производиться примерно по истечении 6-месячного срока после проведения наблюдений.

Эти исходные предпосылки послужили основой для разработки советской части программы совместного советско-американского

эксперимента САМЭКС-76, рассмотрению результатов которого посвящено содержание настоящего сборника.

В исследованиях по осуществлению программы САМЭКС-76 принимали участие следующие научно-исследовательские учреждения Госкомгидромета:

1. Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова — головная организация.

2. Государственный научно-исследовательский центр по изучению природных ресурсов.

3. Государственный океанографический институт и его Ленинградское отделение.

4. Дальневосточный научно-исследовательский гидрометеорологический институт.

Кроме того, в проведении эксперимента в рамках научно-технического сотрудничества участвовали:

1. Одесский гидрометеорологический институт.

2. Ленинградский Политехнический институт им. М. И. Калинина.

3. Всесоюзный заочный машиностроительный институт.

Большую помощь в проведении эксперимента оказали коллективы синоптиков и связистов Камчатского и Сахалинского УГКС.

В соответствии с согласованными принципами постановки исследований, изложенными выше, была разработана программа советской части совместного советско-американского эксперимента САМЭКС-76. Этой программой предусматривалось проведение осенью 1976 г. комплексного эксперимента с участием самолета-лаборатории Ил-18 ГГО и научно-исследовательского судна ДВ НИГМИ «Академик Королев». Задачей исследования являлось:

- измерения и анализ характеристик радиоизлучения поверхности моря для определения температуры воды, волнения и приземного ветра;

- оценка точности определения общего влагосодержания атмосферы, водозапаса облаков и интенсивности осадков по радиоизлучению.

Для реализации поставленной задачи программа исследований содержала совместные измерения с самолета и судна на двух исследовательских полигонах, расположенных в северной части Тихого океана.

Полигоны для проведения эксперимента были выбраны в нейтральных водах северной части Тихого океана в доступном для самолета удалении от Петропавловска-Камчатского и Южно-Сахалинска.

Территория полигонов ограничивалась координатами 48—52° с. ш.; 162—168° в. д. и 41—45° с. ш., 148—154° в. д. Весь эксперимент проводился осенью 1976 г., на северном полигоне с 25 августа по 13 сентября и на южном полигоне — с 11 октября по 30 октября.

Самолет-лаборатория Ил-18 был оснащен комплексом радиометров, работающих в диапазоне длин волн от 0,8 до 8,5 см. Самолетные измерения проводились по двум программам: вариант А — определение водо- и влагозапаса атмосферы и вариант В — определение характеристик поверхности океана и приводного ветра.

Выбор района работы в пределах территории полигона и вариант программы измерений выбирался в зависимости от метеорологических условий после консультации с синоптической группой НИС «Академик Королев». Полеты самолета производились, как правило, через день, за 2—2,5 ч до местного полдня. Во время работы самолет поддерживал связь с судном и использовал его радиосредства для пеленгации. Помимо основных радиометрических измерений на самолете выполнялись вспомогательные метеорологические измерения (давления, температуры, влажности воздуха и водности облаков), измерение температуры поверхности океана ИК радиометром, аэрофотосъемка и визуальные наблюдения за облачностью и состоянием волнения.

Задачей измерений, выполнявшихся на НИС «Академик Королев», являлось получение фактических данных о состоянии поверхности океана и атмосфере на основе прямых метеорологических, аэрологических и гидрологических измерений. Кроме того, проводился комплекс радиометрических измерений радиотеплового излучения атмосферы и поверхности океана, которые использовались как для интерпретации самолетных измерений, так и в методическом плане — для усовершенствования методики радиотепловых измерений.

Программа судовых измерений предусматривала выпуск радиозондов и проведение учащенных измерений через 15-минутные интервалы во время совместной работы с самолетом, причем стандартные наблюдения обеспечивались штатным составом судна, а дополнительные измерения и их обработка проводилась группой научных сотрудников учреждений — исполнителей работы.

При подготовке эксперимента САМЭКС-76 была проведена большая работа по автоматизации самолетных микроволновых измерений. Это позволило вести обработку микроволновых данных на ЭВМ и значительно увеличить информативность результатов самолетных измерений.

Анализ самолетных измерений радиотеплового излучения атмосферы и сопоставление с прямыми расчетами для конкретных метеорологических ситуаций показали хорошее соответствие данных. Вариации радиояркостных температур соответствуют возможным вариациям метеорологических параметров атмосферы и излучательных свойств поверхности океана. Была разработана теоретическая схема восстановления влаго- и водозапаса атмосферы по радиоизлучению, для которой выполнена оценка точности восстановления при различных метеорологических условиях и при заданной точности измерения радиометрической аппаратуры.

Для определения водо- и влагозапаса атмосферы использовались также номограммы, составленные на основе статистических прямых расчетов радиоизлучения атмосферы, содержащей гидрометеоры. Проведено сопоставление полученных результатов с прямыми аэрологическими измерениями водо- и влагозапаса атмосферы, а также с синоптической ситуацией в момент измерений. Эволюция поля радиоярких температур на длинах волн 0,8—1,6 см хорошо согласуется с эволюцией полей метеозапасов. Эти результаты использованы для оценки точности определения водо- и влагозапаса атмосферы по радиоизлучению.

Для определения влияния состояния поверхности океана на радиоизлучение по самолетным и судовым измерениям исследовано поле яркости и угловая структура радиотеплового излучения при различном волнении. Эти результаты сопоставлены с теоретическими расчетами. Предложена методика получения пространственного распределения высоты волн и скорости ветра в приводном слое, исследованы вариации указанных характеристик вдоль трасс полетов самолета. На основе самолетных измерений на длине волны 2,4 см получены динамические характеристики пенного покрова, отражающие структурные изменения пены.

Разработана методика разделения вклада в радиоизлучение различных типов пенных образований.

По данным измерений с борта судна были получены энергетические спектры радиотеплового излучения поверхности океана и спектры проекций уклонов. По этим результатам установлена связь положения максимума спектральной плотности энергии радиотеплового излучения на длине волны 3,2 см и спектра проекции уклона на направление визирования.

Все эти результаты подробно излагаются в статьях, опубликованных в сборнике. Дальнейшие исследования по программе советско-американского сотрудничества в этой области будут посвящены новым методическим разработкам в области интерпретации и оценки точности спутниковых микроволновых измерений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Советско-американский эксперимент «Беринг»/Под ред. К. Я. Кондратьева, Ю. И. Рабиновича и В. Нордберга.— Л.: Гидрометеоздат, 1975.— с. 315.

В. В. Мелентьев

МОРСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ НА НИС «АКАДЕМИК КОРОЛЕВ» ПО ПРОГРАММЕ ЭКСПЕРИМЕНТА САМЭКС-76

Основной целью экспедиционных исследований на НИС «Академик Королев» в советско-американском микроволновом эксперименте являлась разработка методики спутниковой дистанционной индикации характеристик поверхности океана и атмосферы в микроволновом диапазоне.

Для выполнения поставленной задачи программой рейса предусматривалось:

— проведение с борта судна комплексных многоканальных микроволновых измерений собственного радиоизлучения поверхности океана и атмосферы синхронно с микроволновыми измерениями выполняемыми с борта самолета-лаборатории ГГО Ил-18 и метеорологических спутников «Метеор-25», «Нимбус-5», «Нимбус-6»;

— проведение большого комплекса сопутствующих специализированных и стандартных гидрометеорологических наблюдений с целью наиболее полного описания исследуемых в радиодиапазоне метеопараметров и характеристик поверхности океана;

— проведение анализа и интерпретации данных микроволновых и сопутствующих измерений. Эти работы явились продолжением комплексных исследований, выполненных в первом советско-американском эксперименте в области космической метеорологии «Беринг» [1]. Исследования на судне проводились в течение 120 сут, при этом часть работ была выполнена (рис. 1) на широтных разрезах: вдоль 20° с. ш. от 130° в. д. до 160° з. д., вдоль 40° с. ш. от 140° з. д. до 150° в. д., вдоль 50° с. ш. от 165° в. д. до 130° з. д.; часть на двух полигонах, ограниченных координатами $48\text{--}52^\circ$ с. ш.; $162\text{--}168^\circ$ в. д. и $41\text{--}45^\circ$ с. ш.; $148\text{--}154^\circ$ в. д. (около 20 сут. на каждом полигоне).

Программой рейса планировались следующие стандартные работы: сбор, обработка и анализ материалов наблюдений за гидрометеорологическими явлениями по маршруту следования судна и передача сведений о погодных условиях и особо опасных явлениях в Гидрометцентр СССР и ДВ НИГМИ. Поэтому, кроме

указанных выше специализированных работ, штатный научно-технический персонал судна обеспечивал:

- гидрометеорологические, актинометрические и озонметрические наблюдения;
- температурно-ветровое зондирование атмосферы радиозондом РКЗ-2;
- гидрологические и гидрохимические наблюдения (до 500 м);

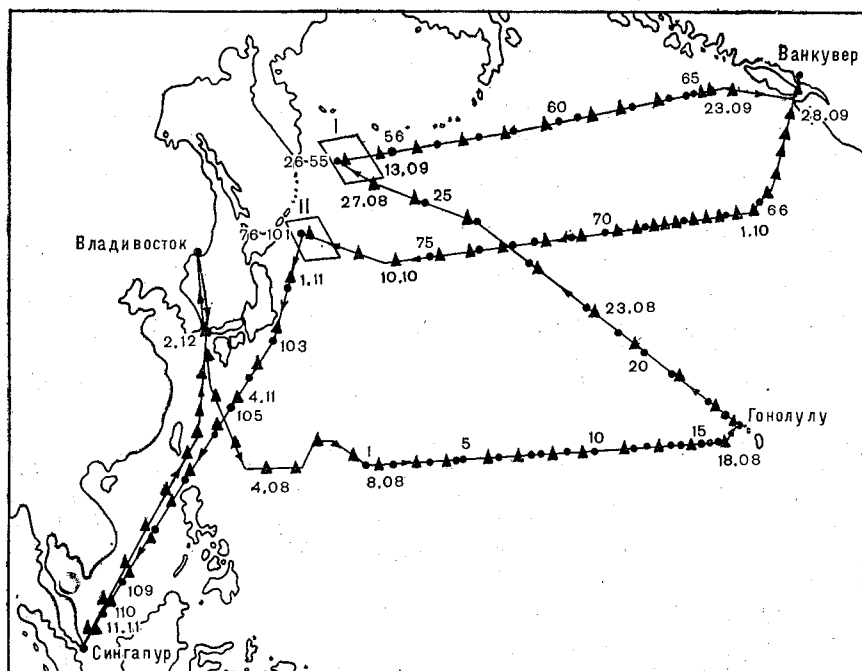


Рис. 1. Маршрут XVIII рейса НИС «Академик Королев».

I — северный полигон САМЭКС с 28 августа по 12 сентября (ст. 26—55); II — южный полигон САМЭКС с 13 октября по 31 октября (ст. 76—101).

- синоптические исследования, в том числе составление прогнозов погоды по району работ;
- первичную и машинную обработку материалов наблюдений, оперативно-информационную работу.

Микроволновые измерения с борта судна проводились силами специализированного отряда радиофизических исследований, в который были включены сотрудники ГГО им. А. И. Воейкова, ГосНИЦИПР, Ленинградского Политехнического института им. М. И. Калинина, Всесоюзного заочного машиностроительного института.

Комплекс микроволновой аппаратуры, используемой в эксперименте на судне, состоял из семи радиометров, работающих в диа-

пазоне длин волн 0,8 см, 1,35 см, 1,6 см, 2,0 см, 3,2 см, 8,5 см. Технические характеристики аппаратуры приводятся в таблице. Аппаратура размещалась на гиросtabilизированных платформах (метеорологического локатора и радиостанции) (рис. 2).

Таблица 1

Технические характеристики аппаратуры

Тип СВЧ радиометра	Длина волны, λ , см	Чувствительность, δT , К	Ширина диаграммы, $^\circ$	Поляризация	
				вертикальная	горизонтальная
Радиометр модуляционный супергетеродинный	1,35	1,0	1,0	+	—
	1,35	1,0	1,8	—	+
	1,6	1,5	1,2	+	—
	8,5	2,0	6,1	+	—
СВЧ поляриметр модуляционный супергетеродинный	0,8	2,0	2,5	+	+
	3,2	1,0	2,8	+	+
Радиометр модуляционный супергетеродинный двухканальный со сложением сигналов	3,2	0,5	2,3	+	—
Радиометр модуляционный супергетеродинный с фильтрацией шумов гетеродина	0,8	0,5	0,7	+	—
Радиометр модуляционный супергетеродинный	2,0	1,5	2,5	—	+
СВЧ поляриметр прямого усиления ЛБВ-ЛБВ-УНЧ-Д (модулятор на Р-1-N диоде)	3,2	0,1	2,8	+	+

Диапазон углов визирования определяется размещением антенных систем радиометров, при малых углах визирования от надир в поле зрения антенны попадают судовые надстройки.

Методика радиометрических измерений заключалась в проведении вертикальных разрезов от зенита (180°) до углов близких к надиру. Направление оси визирования было выбрано перпендикулярным к левому борту судна, что связано с размещением гироплатформы метеолокатора на левом борту судна. Эта гироплатформа позволяла изменять азимут визирования в небольших пределах, кормовая платформа допускала поворот антенн радиометров 1,35 и 2,0 см в широких пределах.

Измерения проводились в дрейфе судна, причем время начала всех судовых измерений совмещалось со временем пролетов спутника «Метеор-25» над районом работы, либо временем прибытия самолетов на полигон.

При работе по первому варианту со спутником наблюдения были организованы следующим образом.

В соответствии с расчетами, передаваемыми на НИС Гидрометцентром СССР, выбиралось время орбиты ближайшей к месту прохождения судна в данные сутки. Обычно на сутки приходилась одна такая орбита. За час до времени пролета ИСЗ проводился

специальный запуск радиозонда РКЗ-2, слежение за зондом выполнялось на ходу судна. Примерно за час до этого срока включалась на прогрев микроволновая аппаратура. За полчаса до намеченного времени судно ложилось в дрейф, располагаясь при этом левым бортом на ветер. Этот маневр выполнялся в связи с тем, что на наветренном борту наблюдаются меньшие искажения состояния поверхности океана, чем на подветренном.

Время такой «микроволновой» станции составляло примерно 1 ч 30 мин. За этот период обычно выполнялся вертикальный раз-

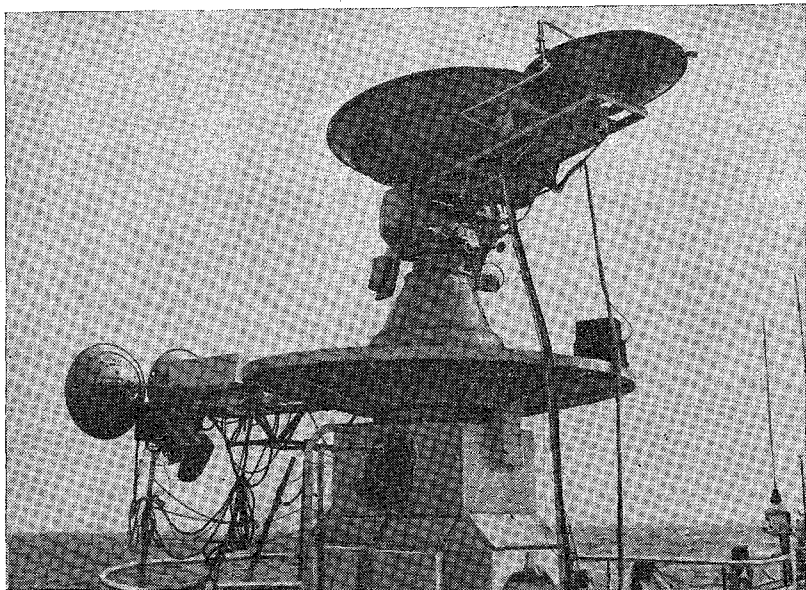


Рис. 2. Комплекс микроволновой аппаратуры, размещенной на гиروطформе метеолокатора.

рез атмосферы от зенита до горизонта, выполнялось измерение угловой структуры поля излучения поверхности океана и нисходящего потока излучения атмосферы. Для исследования вариаций радиояростной температуры атмосферы и океана измерения проводились и при некоторых постоянных углах визирования. Для определения контрастов облако—безоблачная атмосфера (для разрывной облачности), контрастов пенные поля—чистая водная поверхность выполнялись длительные серии измерений под одним углом визирования при перемене азимута визирования в небольших пределах ($20-30^\circ$).

Одновременно с радиометрическими измерениями на микроволновых станциях под спутник вне стандартных сроков проводились метеорологические наблюдения, гидрологический отряд судна

обеспечивал наблюдения с помощью волнографа ГМ-62. Полученные волнограммы обрабатывались на судне с помощью аналого-цифрового преобразователя ГОИН.

Отряд специализированных волновых измерений, составленный из сотрудников Государственного океанографического института (ГОИН) и Ленинградского отделения ГОИН, выполнял измерения тонкой структуры морского волнения, распределения уклонов взволнованной поверхности океана двумя методиками, предложенными ГОИН, характеристик радиолокационного отражения поверхности океана, температуры поверхности океана с помощью термисторного датчика, и инфракрасного радиометра, работающего в окне прозрачности атмосферы 8—12 мкм.

Для определения характеристик пенного покрова, образующегося на поверхности океана при ветровом волнении, была использована топографическая аэрофотокамера АФА-37 с фокусным расстоянием 70 мм и углом зрения 102°, а также проводились визуальные наблюдения за пеной, при этом пенные образования подразделялись на три категории — пенные шапки, полосы и поля пены.

Кроме того, для наблюдений за осадками и скоростью ветра над морем были организованы пювиографные измерения по методике ГГО и радиолокационные измерения с помощью судовой РЛС.

Обработкой и интерпретацией микроволновых и сопутствующих измерений занимался специализированный отряд судна.

При нахождении судна на полигонах, выбранных вблизи полуострова Камчатка и вблизи Курильских островов, работа велась как под спутник, так и по второму варианту программы — под самолет. В этом случае совместная работа продолжалась около 3—4 ч. Радиозондирование (из соображений обеспечения безопасности полетов) проводилось за час до прилета самолета в район работ и немедленно после его отлета. Работа проводилась как в дрейфе, так и на ходу судна. На первом этапе судно размещалось левым бортом на ветер. Судовые радиометры выполняли разрез в азимуте, перпендикулярном курсовому углу дрейфующего судна. По предложенной нами методике самолетных измерений этот же азимут выбирался как основной курсовой угол для полета самолета лаборатории ГГО ИЛ-18. Таким образом, курс самолета оказывался при наличии одной системы ветрового волнения совпадающим с направлением приземного ветра и перпендикулярным фронту главного распределения волн. Кроме того, такой выбор направления полета самолета обеспечивал в принципе для радиометрической аппаратуры самолета и судна обзор одних и тех же участков небосвода.

Протяженность трассы полетов самолета ИЛ-18 выбиралась равной 100—120 км, причем судно размещалось в середине этой трассы. Это было связано с требованием установления связей радионизлучения атмосферы и поверхности океана с метеопараметрами, измеренными контактами методами с борта судна.

Время микроволновой станции на полигонах позволяло выполнить судовые микроволновые измерения по более широкой программе.

Как уже упоминалось выше, картина состояния поверхности моря вблизи судна оказывается сильно искаженной: на наветренном борту в дрейфе судна наблюдается суперпозиция приходящих и отраженных волн, а на подветренном борту — выглаживание крупных гравитационных волн, исчезновение мелкой структуры волн, пенного покрова, ряби. Именно поэтому оказывается, что данные сопутствующих специализированных волнографных измерений, проводимых в носовой части судна (рис. 3), не в полной мере отражают состояние поверхности океана в месте проведения микроволновых измерений.

Для учета влияния состояния поверхности океана на его собственное излучение при работе на полигоне измерения проводились по трем циклам. На первом этапе (1,5 ч) микроволновые радиометры принимали излучение морской поверхности с левого наветренного борта, на втором этапе судно разворачивалось на 180° и левый борт становился подветренным. Далее выполнялся угломестный разрез излучения атмосферы и поверхности океана, время такой зондировки составляет 1,5 ч. На третьем этапе работы судно выполняло проход на ветер с малой скоростью, при этом проводилось микроволновое зондирование состояния поверхности при больших углах визирования практически невозмущенной судном зоны. Время зондировки на ходу составляет 30—40 мин.

На микроволновых станциях на полигонах характеристики волнения измерялись волнографами ГМ-16 и ГМ-62, гидрологические исследования проводились по полной программе, кроме стандартных сроков и часовых наблюдений дополнительно выполнялись серии пятнадцатиминутных гидрометеорологических наблюдений.

Выполненные микроволновые измерения носили массовый характер, за время рейса было выполнено 112 микроволновых станций. Ценность выполненных экспериментальных микроволновых измерений заключается в их комплексном характере. Измерения проводились синхронно со спутниковыми и самолетными микроволновыми исследованиями, все измерения сопровождалось контактными измерениями характеристик атмосферы и поверхности океана. Данные всех многоканальных микроволновых измерений были обработаны прямо на судне и сведены в отчет о рейсе. Ниже перечислены некоторые наиболее важные результаты, полученные в эксперименте. Во время экспедиционных работ были выполнены синхронные измерения микроволнового излучения и двухмерных характеристик уклонов взволнованной поверхности океана. По данным измерений многоканального волнографа рассчитаны функции распределения проекций уклонов взволнованной поверхности океана и ряд других характеристик: дисперсия, коэффициент асимметрии, эксцесс. Получена и описана с помощью метода наименьших квадратов статистическая зависимость приращения радиояркостной температуры взволнованного моря относительно

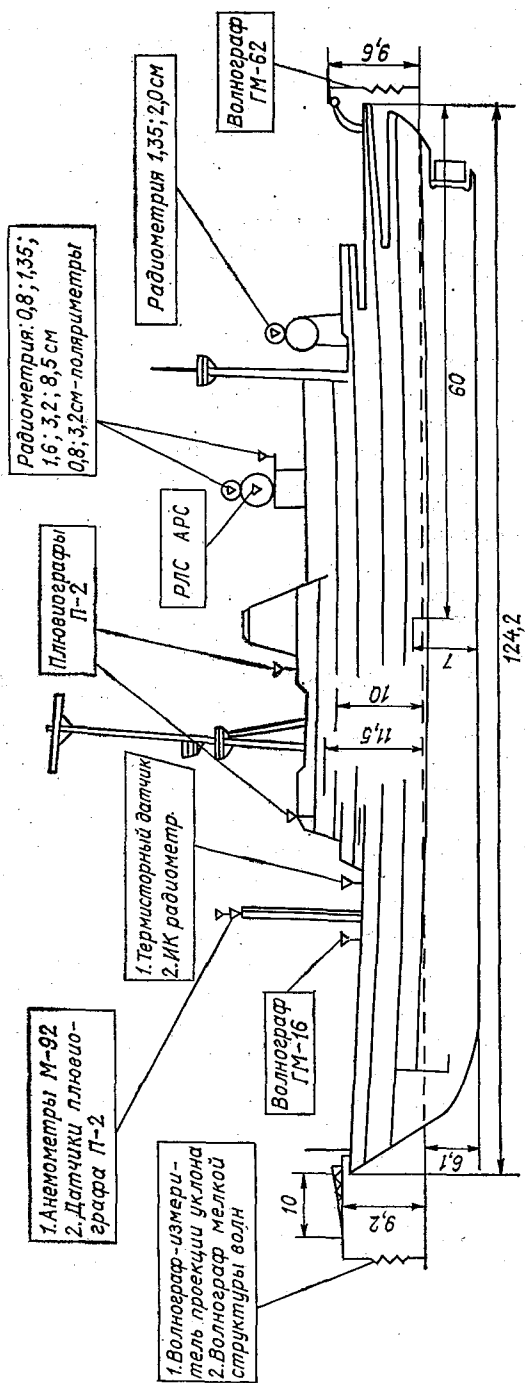


Рис. 3. Схема размещения основных измерительных комплексов на судие.

спокойного моря на длинах волн 0,8 и 3,2 см от дисперсии проекций уклонов для разных углов визирования. Получена статистическая зависимость коэффициента поляризации от скорости ветра для длин волн 0,8 и 3,2 см. Проведен совместный анализ спектров микроволнового излучения взволнованной поверхности океана и спектров проекций уклона на направление визирования, отмечена связь частичного положения их максимумов.

Подтверждено существование связей микроволнового изучения поверхности океана с пенным покровом во всем диапазоне длин волн. Получена зависимость покрытия пеной поверхности океана от скорости ветра.

Выполнен большой объем исследований по изучению характеристик атмосферы—влажности и водности радиометрическими микроволновыми методами. Как уже указывалось выше, с борта судна проводились измерения двумя радиометрами в центре полосы водяного пара 1,35 см. Проведенный сравнительный анализ микроволновых данных и данных синхронного радиозондирования атмосферы подтвердил известную зависимость радиоизлучения от общего влагосодержания атмосферы, показал большую точность измерения общего содержания водяного пара в атмосфере радиометрическими методами. Сделан вывод о целесообразности обеспечения судов Госкомгидромета несложными микроволновыми комплексами, которые позволят проводить учащенное дистанционное зондирование характеристик влажности атмосферы (время получения одного значения не превышает 10—15 мин), что может иметь большое значение для решения большого круга метеорологических задач. Кроме того, на борту судна во время эксперимента САМЭКС-76 выполнены измерения интенсивности и сумм осадков разными, в том числе и микроволновыми методами, предложен способ оптимального измерения осадков в морских условиях, отработана методика измерений осадков с дистанционно размещенными датчиками.

Отметим некоторые трудности, которые следует иметь ввиду при организации микроволновых измерений с борта судна. Это необходимость размещения аппаратуры на гиросtabilизированных платформах, высокие требования к антенным системам, высокий уровень фоновых шумов, что приводило к необходимости радиои радиолокационных «запретов» на время проведения микроволновых измерений, большие перепады сети питающего напряжения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кондратьев К. Я. и др. Итоги эксперимента «Беринг»/Кондратьев К. Я., Рабинович Ю. И., Мелентьев В. В. В кн.: Советско-американский эксперимент «Беринг». — Л.: Гидрометеиздат, 1975, с. 7—14.

*Е. П. Домбковская, А. В. Жуков,
Ю. И. Рабинович, Е. М. Шульгина*

АНАЛИЗ САМОЛЕТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ РАДИОТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРЫ И СОПОСТАВЛЕНИЕ С ТЕОРЕТИЧЕСКИМИ РАСЧЕТАМИ

Для анализа были отобраны три дня совместных с судном самолетных измерений за 10 сентября на северном полигоне и за 13 и 25 октября на южном полигоне. Эти дни характеризуются следующими метеорологическими условиями:

— 13 октября — преимущественно безоблачная погода, на отдельных высотах кратковременная слоисто-кучевая облачность; состояние поверхности океана характеризуется волнением со средней высотой волн 1,5 м и пеной около 4,5 %;

— 10 сентября — облачная погода со слоисто-кучевой облачностью ($Q \cong 0,5 \text{ кг/м}^2$), временами слабые осадки, интенсивностью до 0,6 мм/ч, средняя высота волн до 2,0 м, пена 10—12 %;

— 25 октября — мощная слоистая и слоисто-кучевая облачность ($Q \cong 2 \text{ кг/м}^2$), осадки до 3 мм/ч, средняя высота волн — 1,5 м, пена 5—10 %. Однако средние условия, указанные выше, на горизонтальных площадках продолжительностью до 15 мин претерпевали значительные изменения, что характеризуется изменчивостью радиоярких температур (10—20 К на коротковолновых каналах) и вариациями метеозаэлементов по результатам самолетных измерений.

Предварительный анализ осредненных радиоярких температур, полученных в результате обработки на ЭВМ данных командно-измерительной системы АКБРС [4] показал, что они носят вполне разумный характер и, как будет показано ниже, хорошо согласуются с результатами теоретических расчетов.

Для сопоставления результатов измерений радиотеплового излучения атмосферы были выполнены теоретические расчеты радиоярких температур по схеме «чистого поглощения», без учета рассеяния.

В расчетах использовались результаты радиозондирования атмосферы с НИС «Академик Королев», результаты самолетного

зондирования атмосферы, самолетные измерения водности облаков и ИК радиационной температуры поверхности океана. Для интерпретации также привлекались судовые наблюдения за состоянием поверхности океана — волнением и пеной, а также измерения осадков.

При расчетах коэффициента поглощения в осадках толщина слоя осадков принималась равной высоте нижней кромки облачности. Это было сделано потому, что осадки, находящиеся внутри облака, при самолетных измерениях водности облаков уже оказались учтены в водности и их повторный учет, по-видимому, привел бы только к увеличению ошибки. Так как сопоставление результатов измерений с расчетами не является целью работы, а делается в основном для оценки полученных данных, дальнейшее усложнение схемы расчетов хотя и возможно, но вряд ли целесообразно.

Коэффициенты излучения гладкой водной поверхности для фактической температуры и солености были рассчитаны по [2].

Проведем кратко сравнение экспериментальных данных с теоретическими расчетами. Для безоблачного дня 13 октября расчетные значения радиоярких температур совпадают со средним уровнем радиоярких температур, полученных по измерениям на отдельных площадках. Здесь и далее будут рассматриваться результаты измерений на трех коротковолновых каналах — 1,6; 1,35 и 0,8 см. Разброс осредненных 12-секундных значений радиоярких температур, как правило, не превышает ± 5 К. Этот разброс не может быть вызван параметрами самой радиометрической аппаратуры, так как при фактической чувствительности с учетом осреднения он не должен превышать ± 1 К. Таким образом, наблюдающиеся отклонения могут быть только отнесены на вариации содержания водяного пара, появление облачности на отдельных площадках или на изменение коэффициента излучения морской поверхности за счет волнения и пены. Для иллюстрации сказанного на рис. 1 приведены графики изменения радиояркой температуры по 12-секундным кадрам за 13 октября, измеренной с высоты 6000 м на упомянутых трех коротковолновых каналах. Прямыми линиями отмечены расчетные уровни радиоярких температур.

В облачный день, 10 сентября, (малый водозапас, около $0,2 \text{ кг/м}^2$) сравнение рассчитанных и измеренных радиоярких температур дает в большинстве случаев превышение измеренных значений над вычисленными. Это, в первую очередь, связано с наличием волнения и пены на поверхности океана. Ход изменения радиояркой температуры по кадрам внутри одного пятиминутного цикла на высоте 6000 м приведен на рис. 2. Здесь теоретические расчеты для средних условий дают значения радиояркой температуры на 5—10 К меньше, чем измеренные. Помимо влияния состояния поверхности океана это может быть связано и с отличием водности облаков от среднего, принятого при расчетах. Это видно из результатов измерения водности облаков, приведенных в табл. 1.

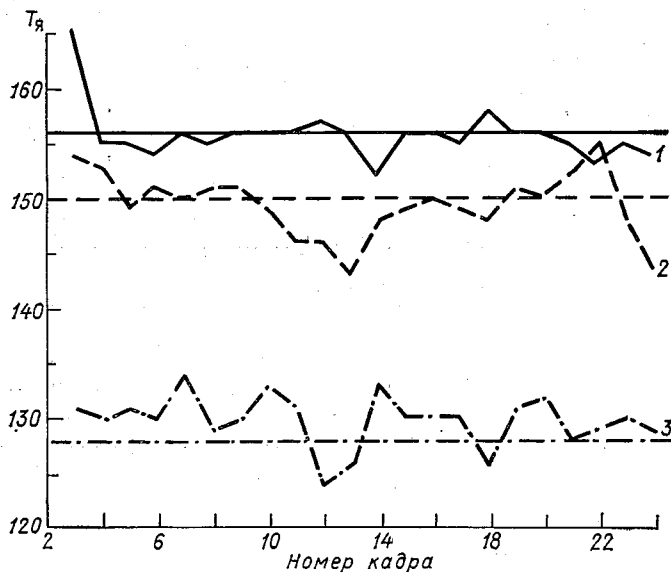


Рис. 1. Временные изменения радиояростной температуры 13 сентября 1976 г., $H=6000$ м.

1 — $\lambda=0,8$ см; 2 — $\lambda=1,35$ см; 3 — $\lambda=1,6$ см; соответствующие горизонтальные прямые — данные теоретического расчета.

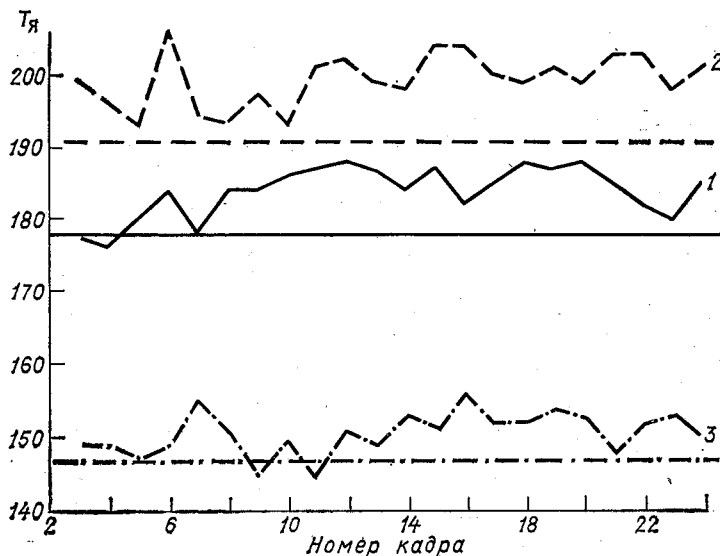


Рис. 2. Временные изменения радиояростной температуры 10 сентября 1976 г., $H=6000$ м.

1 — $\lambda=0,8$ см, 2 — $\lambda=1,35$ см, 3 — $\lambda=1,6$ см, соответствующие горизонтальные прямые — данные теоретического расчета.

Таблица 1

Н м	200	400	800	1000	2000
Водность					
средняя	0,41	0,11	0,35	0,17	0,14
макс.	0,53	0,36	0,52	0,38	0,44
мин.	0,26	0,01	0,18	0,05	0,05

Поскольку измерения водности облаков и радиоярких температур сдвинуты во времени, чтобы уменьшить возникающие при интерпретации ошибки за этот счет, в процессе вертикального зондирования атмосферы самолет смещался в направлении движения воздушной массы.

Для второго облачного дня, 25 октября, (большой водозапас, около $2,0 \text{ кг/м}^2$ и слабые осадки, до 3 мм/ч). Сравнение измеренных и рассчитанных радиоярких температур также дают, как правило, превышение измеренных значений над расчетными. Как и в предыдущих случаях, это связано с наличием волнения и пены на поверхности океана. Рассчитанные по средней водности облаков значения радиоярких температур, даже при постоянном учете средней интенсивности осадков, для большинства кадров меньше экспериментальных значений. На рис. 3 показаны графики изменения радиоярких температур за один цикл измерения на высоте 7300 м . Две прямые у графика каждого канала дают уровень радиояркой температуры по теоретическим расчетам. Из них, верхняя прямая соответствует расчетам с учетом осадков, а нижняя — облачности без осадков. Только для длины волны $0,8 \text{ см}$ расчетная радиояркая температура при учете осадков превышает экспериментальные значения. Причина этого будет объяснена ниже.

Анализируя рис. 3 можно отметить, что зона, соответствующая 6—15 кадрам, может быть идентифицирована, как зона выпадения осадков. Она определяется на всех трех длинах волн. Конец цикла, соответствующий 16—24 кадрам, наоборот характеризуется понижением водозапаса, т. е. отсутствием осадков и уменьшением количества облачности (или ее водности). Теперь вернемся к вопросу о различиях между теорией и экспериментом на длине волны $0,8 \text{ см}$. Наблюдающиеся здесь отклонения связаны с тем, что при расчете по схеме «чистого поглощения», полученные значения радиоярких температур завышены по сравнению с точными, с учетом рассеяния. По данным [3], в зависимости от оптической толщины атмосферы, вероятности выживания кванта и коэффициента излучения подстилающей поверхности, это расхождение может изменяться от нескольких кельвинов до $10\text{—}15 \text{ К}$, причем знак его также может меняться.

Таким образом, подводя итог проведенным сопоставлениям с теоретическими расчетами, можно отметить, что средний уровень измеренных радиоярких температур хорошо согласуется с расчетами по данным прямых измерений. Наблюдаемые отклонения вполне укладываются в отклонения, обусловленные отли-

нием от средних значений параметров атмосферы и поверхности океана.

Перейдем теперь к синоптической интерпретации измерений радиотеплового излучения атмосферы.

Метеорологические параметры атмосферы, определяемые дистанционными микроволновыми методами (интегральное содержание водяного пара w^* г/см² и капельно-жидкой воды Q кг/м² в атмосфере), отличаются от традиционных характеристик влажности

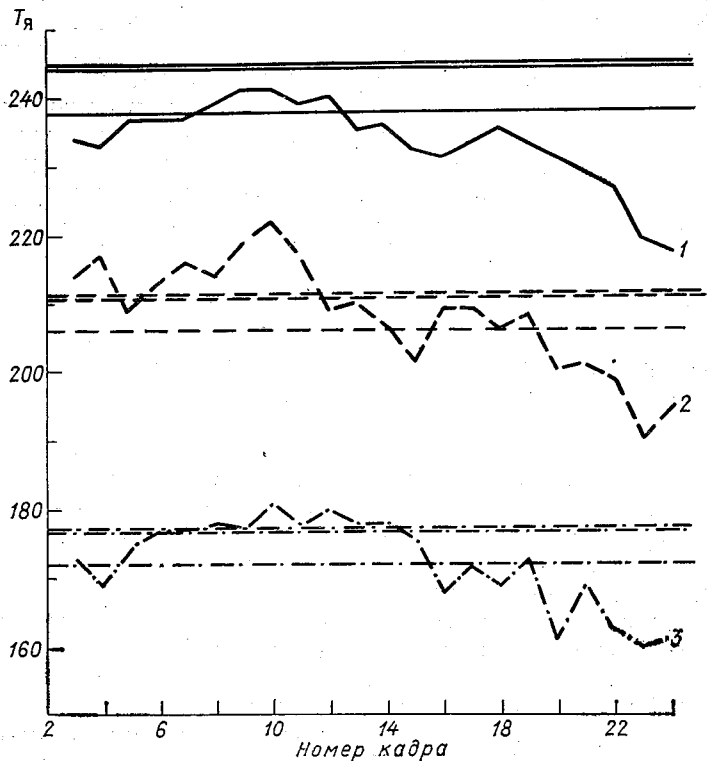


Рис. 3. Временные изменения радиояростной температуры 25 октября 1976 г., $H=7300$ м.

1 — $\lambda=0,8$ см, 2 — $\lambda=1,35$ см; 3 — $\lambda=1,6$ см, соответствующие прямые — данные теоретического расчета радионизлучения облачной атмосферы без осадков, двойные прямые — с учетом осадков.

воздуха (удельной, абсолютной, относительной) и водности облаков не только по своей форме, но и по содержанию. Это отличие заключается в том, что указанные интегральные характеристики тесно связаны с характером и интенсивностью вертикальных движений воздушных масс, которые в свою очередь определяются происходящими в атмосфере синоптическими процессами. Как уже неоднократно отмечалось в литературе [1], повышенные значения общего влагосодержания атмосферы соответствуют областям

активных процессов фронто- и циклогенеза и ВЗК, сопровождающихся восходящими движениями воздушных масс, а пониженные — процессам антициклонического характера, которым свойственны нисходящие движения воздушных масс.

Что касается содержания капельно-жидкой воды в атмосфере, то совершенно очевидно, что чем активнее синоптические процессы, тем больше водозапас облаков (их вертикальная мощность) и интенсивность осадков.

Поэтому получить данные о содержании водяного пара и капельно-жидкой воды в атмосфере — это значит получить информацию об интенсивности происходящих в атмосфере процессов.

Кроме того, различие спектральных характеристик поглощения электромагнитного излучения в водяном паре, и капельно-жидкой воде атмосферы, его зависимость не только от интегрального содержания этих параметров, но и от их вертикального распределения дают возможность по многоканальным микроволновым измерениям наряду с получением количественных оценок общего влагосодержания атмосферы, водозапаса облаков и интенсивности осадков, проникнуть в трехмерную структуру поля общего влагосодержания атмосферы.

С этой точки зрения интересны данные самолетных микроволновых измерений, полученные при проведении советско-американского эксперимента САМЭКС-76, за 10 сентября и 25 октября.

10 сентября

От центра циклона, расположенного у западных берегов Камчатки, в ложбине, ориентированной с севера на юг, — размытый холодный фронт, к востоку от него, в теплом секторе, — НИС «Академик Королев». В полосе от 45 до 50° с. ш. в теплом секторе и за холодным фронтом — туманы.

Нисходящие потоки воздуха в теплом секторе, обусловленные антициклонической кривизной изобар, и за холодным фронтом, в тылу циклона, за 6 ч, прошедших между двумя сроками зондирования (22 ч 30 мин по Гринвичу 9 сентября и 04 ч 30 мин по Гринвичу 10 сентября), привели к значительному уменьшению удельной влажности воздуха в слое 900—500 мбар и усилению тумана: на поверхности 850 мбар удельная влажность уменьшилась с 8,4 до 4,0 г/кг, на поверхности 700 мбар — с 5,3 до 0,46 г/кг, на поверхности 500 мбар — с 0,73 до 0,19 г/кг. Видимость в тумане за это время ухудшилась до 50 м.

К началу полетов размытый холодный фронт проходил через район расположения судна, так что при полетах самолета с севера на юг и обратно трасса самолета сначала проходила вдоль фронта, а затем по мере продвижения фронта к востоко-юго-востоку пересекала его южнее места расположения судна.

На ИК снимке облачность холодного фронта прослеживается с трудом, так как сверху облачная полоса холодного фронта прикрыта обширным массивом перистообразной облачности полосной структуры. Тонкие нити перистой облачности образуют единое це-

лое с облачным массивом, расположенным южнее Владивостока и связанным с выходящим во внетропические широты тропическим циклоном. Выметы перистых облаков свидетельствуют об интенсивной адвекции теплого влажного воздуха на верхних уровнях тропосферы, что подтверждается данными радиозондирования табл. 2. В табл. 2 приведены данные о распределении водяного пара по слоям тропосферы. Из этой таблицы видно, что 10 сентября в слое тропосферы выше поверхности 500 мбар содержание водяного пара значительно выше, чем в лежащем ниже слое 700—500 мбар. Как же этот процесс отражается в поле радиоярких температур?

Таблица 2

Распределение водяного пара по слоям 9 и 10 сентября 1976 г.
(время по Гринвичу)

Величина	Дата	Время, ч мин	Слси, мбар				W*
			1000—850	850—700	700—500	<500	
Δw_i	9/IX	22 30	1,35	1,01	0,61	0,31	3,28
	10/IX	4 30	1,10	0,30	0,04	0,33	1,77
		11 30	0,92	0,31	0,09	0,17	1,50
$\Delta w'_i = \frac{\Delta w_i}{w^*} \cdot 100 \%$	9/IX	22 30	41,2	30,9	18,5	9,4	
	10/IX	4 30	62,2	16,9	2,4	18,4	
		11 30	61,7	20,8	5,9	11,6	

Челночный характер полетов самолета и одновременное продвижение фронта к востоко-юго-востоку позволяет представить результаты измерений в виде, имитирующем измерения в режиме сканирования. На рис. 4 представлено поле радиоярких температур на длине волны 1,35 см, построенное по измерениям в первом, третьем и пятом пролетах самолета с учетом перемещения фронтальной системы. На этом рисунке наиболее активной части фронтальной зоны соответствуют области, ограниченные изотермами 200 и 190 К, область сгущения изотерм соответствует границе раздела между облачностью фронта и зоной туманов за фронтом. Таким образом, поле радиоярких температур оказывается хорошим индикатором для идентификации фронтальных разделов в том случае, когда они плохо выражены в приземном поле метеоэлементов и нечетко прослеживаются на ИК снимках.

Процесс уменьшения влажности в слое 900—500 мбар, связанный с нисходящими движениями воздуха, усиления тумана и выноса с юго-запада влажного воздуха в верхние слои тропосферы отражается в эволюции поля радиоярких температур и в характере корреляционной связи между радиояркими температурами на разных длинах волн, в частности, на длине волны 1,35 и 0,8 см.

Как правило, увеличение водности облаков сопровождается ростом общего влагосодержания атмосферы, поэтому коэффициенты

корреляции $r_{T_{я1,35}T_{я0,8}}$, рассчитанные по данным численного эксперимента, близки к 1 (табл. 3). В рассматриваемом же случае нисходящие потоки воздуха приводят к уменьшению влажности в слое 900—500 мбар. В это же самое время наблюдается усиление тумана, т. е. увеличение его водности.

Таким образом, изменения во времени содержания водяного пара и капельно-жидкой воды в данном случае имеют разный знак и разную интенсивность, поэтому коэффициенты корреляции $r_{T_{я1,35}T_{я0,8}}$ близки к нулю (от 0,36 до $-0,29$).

Эволюция полей метеорологических элементов (уменьшение содержания водяного пара в атмосфере и увеличение водности тумана) хорошо согласуется с эволюцией поля радиоярких температур. На рис. 5 а и б представлено приращение радиоярких температур $T_{я1,35}$ и $T_{я0,8}$ на всех последующих пролетах самолета по отношению к первому пролету. На этих рисунках видно, что пока самолет пролетал над облачностью вдоль фронтального раздела, радиояркие температуры менялись мало (правая часть рисунков). Как только фронт прошел к востоку, началось резкое падение $T_{я1,35}$, обусловленное уменьшением влагосодержания в поле нисходящих движений воздуха, и одновременный рост $T_{я0,8}$ за счет увеличения водности в сгустившемся тумане.

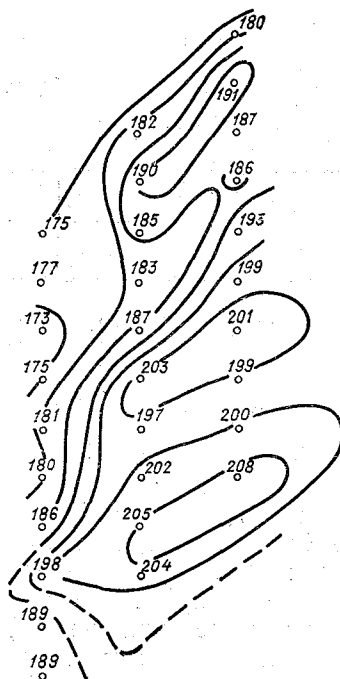


Рис. 4. Поле радиоярких температур ($\lambda=1,35$ см) 10 сентября 1976 г.

Известно, что в центре резонансной линии поглощения H_2O ($\lambda=1,35$ см) интенсивность излучения обратно пропорциональна давлению. Поэтому значительное повышение влажности в верхних слоях тропосферы должно

привести к повышенным по сравнению со средними значениями $T_{я1,35}$. И, действительно, согласно самолетным измерениям значения $T_{я1,35}$ при тумане были в пределах 173—186 К, тогда как средние значения $T_{я1,35}$ для подобных условий составляют 160—165°.

25 октября

Судно располагалось в зоне холодного фронта с волнами вблизи одного из центров многоцентровой депрессии со сложной фронтальной системой. В течение всего времени полета в районе эксперимента шел дождь. Этот случай интересен двумя моментами: большими значениями коэффициентов корреляции между $T_{я1,35}$ и $T_{я0,8}$ при осадках и явлением насыщения радиояркой темпе-

Таблица 3

Взаимные корреляционные матрицы T_{λ} , рассчитанные по результатам численного эксперимента

λ см	Ясно, N=98			Тонкая облачность, N=76		
	λ					
	0,8	1,35	1,6	0,8	1,35	1,6
0,8 1,35 1,6	1	0,96 1	0,98 0,98 1	1	0,92 1	0,97 0,95 1

λ см	Систо-кучевая облач- ность, N=100			Фронтальная облачность, N=56			Слабые осадки, N=82		
	λ								
	0,8	1,35	1,6	0,8	1,35	1,6	0,8	1,35	1,6
0,8 1,35 1,6	1	0,78 1	0,92 0,93 1	1	0,73 1	0,89 0,88 1	1	0,86 1	0,97 0,91 1

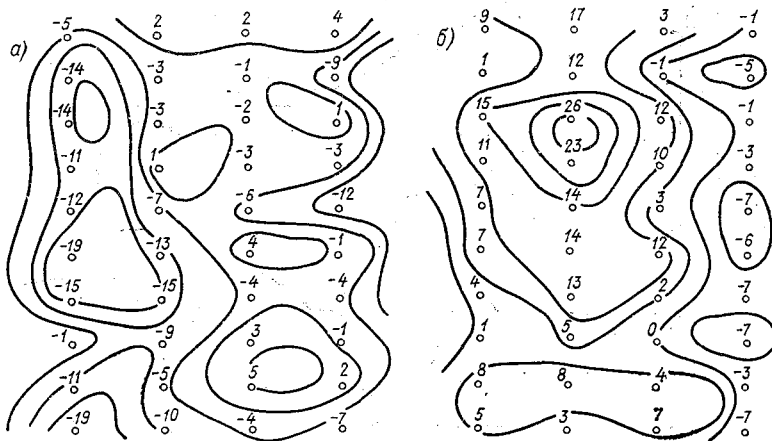


Рис. 5. Приращение радиоярких температур по отношению к I пролету самолета.

a — на длине волны 1,35 см; b — на длине волны 0,8 см

ратуры, наблюдающимся при сильных осадках. Построенные по данным измерений трех пролетов поля радиоярких температур ($\lambda=1,35$ и 0,8 см) в отличие от предыдущего случая

показывают хорошую согласованность между собой ($r_{T_{я1,35}T_{я0,8}} = 0,95-0,97$ при осадках и $0,63-0,78$ за фронтом), что свидетельствует об активном процессе фронтогенеза, сопровождающемся

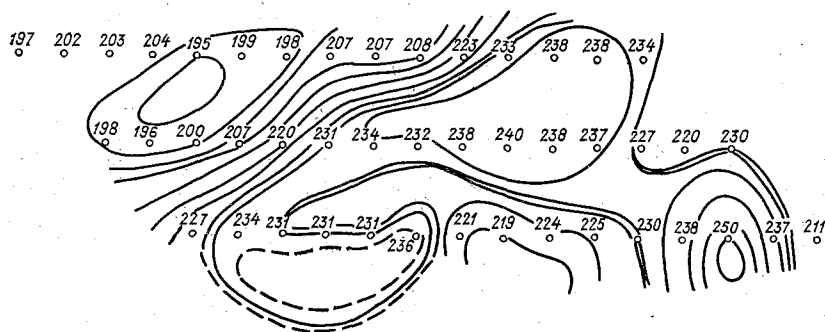


Рис. 6. Поле радиоярких температур ($\lambda=0,8$ см) 25 октября 1976 г.

значительными вертикальными движениями воздушных масс, образованием мощной облачности и формированием осадков. Эти поля позволяют также обнаружить образовавшийся в облачном поле фронта мезовихрь (рис. 6). На профилях радиояркой температуры 25 октября (пятый пролет самолета) можно наблюдать

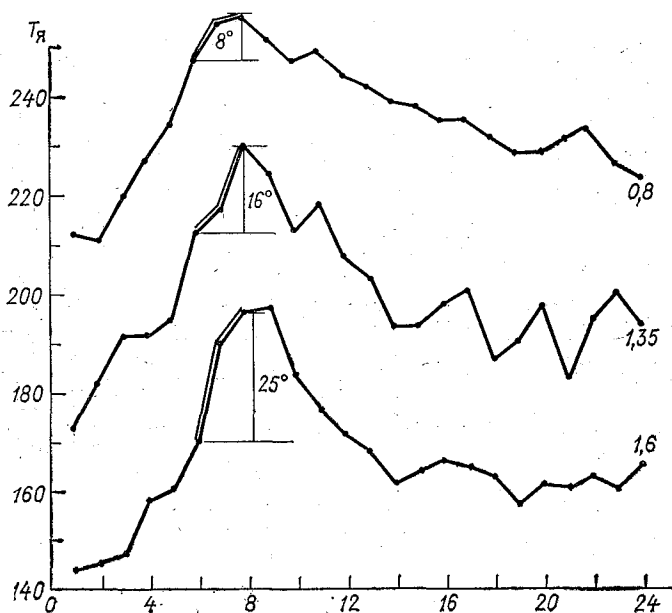


Рис. 7. Профили радиоярких температур по данным V пролета самолета 25 октября 1976 г.

процесс насыщения радиояркой температуры на длине волны 0,8 см (рис. 7). Процесс насыщения в данном случае обнаруживается по замедлению роста радиоярких температур между 6-й и 8-й точками измерений на длине волны 1,35 см по сравнению с $\lambda = 1,6$ см и по почти полному прекращению роста $T_{я0,8}$. Кроме того, абсолютное значение радиояркой температуры ($T_{я0,8} = 256\text{ K}$) на длине волны 0,8 см характерно для осадков (10 мм/ч), при которых по данным численных экспериментов (расчет радиоярких температур с учетом многократного рассеяния) наступает насыщение $T_{я0,8}$.

Анализ результатов измерений с самолета микроволнового излучения системы океан—атмосфера на нескольких длинах волн еще раз показал наличие тесной взаимосвязи между интенсивностью микроволнового излучения и полями метеорологических элементов, обусловленность эволюции поля радиоярких температур динамикой синоптических процессов, перспективность использования результатов микроволновых измерений в анализе процессов над акваторией Мирового океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Домбковская Е. П. О возможности использования данных об общем влагосодержании атмосферы в синоптическом анализе.— Труды ГМЦ, 1973, вып. 110, с. 78—123.
2. Рабинович Ю. И., Мелентьев В. В. Влияние температуры и солености на излучение гладкой водной поверхности в сантиметровом диапазоне.— Труды ГГО, 1970, вып. 235, с. 78—123.
3. Рабинович Ю. И., Черняк М. М. Оценка приближенных методов решения уравнения переноса микроволнового излучения в осадках.— Труды ГГО, 1976, вып. 371, с. 43—65.
4. Самолетная автоматизированная система регистрации и обработки радиометрической информации/А. И. Вашуков, Г. Д. Горобьев, А. Н. Жуков и др.— См. наст. сборник.

Г. В. Елисеев, В. Д. Степаненко

О ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОДОЗАПАСА ОБЛАКОВ И ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ РАДИОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ, ПРИМЕНЯЕМЫМ С БОРТА ЛЕТАТЕЛЬНЫХ АППАРАТОВ

От точности определения водозапаса облаков Q и влагозапаса атмосферы W радиотеплолокационным методом зависят границы применимости указанных характеристик атмосферы в гидрометеорологии, их ценность. Поэтому ее оценка является важной и актуальной задачей. Корректную экспериментальную оценку точности рассматриваемого метода, при всей ее важности, получить весьма сложно, ввиду отсутствия источников контрольной информации об этих характеристиках атмосферы с адекватным пространственным и временным осреднением. Результаты же сравнения водозапаса облаков, вычисленного на основании несинхронных измерений их водности в локальных участках, и влагосодержания атмосферы, полученного по данным радиозондирования, с водо- и влагозапасом, определенными радиометрическим методом, носят скорее качественный характер, ввиду значительной пространственной и временной изменчивости указанных характеристик атмосферы.

Все это заставляет уделять большое внимание теоретическому анализу точности микроволнового метода зондирования атмосферы. Кроме того теоретическая оценка точности необходима при оптимизации характеристик радиотеплолокаторов (РТЛ).

Вопросы теоретического анализа точности радиометрического метода определения Q и W рассматривались в некоторых работах, например [1, 6, 9, 10], однако в полной мере эта задача еще не решена.

С математической точки зрения подобный анализ осложняется тем, что существует большое число факторов, приводящих к погрешностям окончательного результата. Кроме того, если измерения проводятся многоканальными РТЛ, то многие возмущающие факторы оказывают влияние на точность определения Q и W несколькими путями. Например, ошибка в температуре поверхности океана оказывает влияние на погрешность в Q как непосредст-

венно, так и посредством вызванной этой ошибкой погрешности в W . Данному обстоятельству в литературе не уделено достаточного внимания. Так, в работе [1] проанализировано взаимное влияние только ошибок измерения радиояркостных температур на определение интегральных параметров атмосферы, а в [10], в целях оптимизации выбора рабочих длин волн, учитывались коэффициенты поглощения в кислороде, водяном паре и облачности, а также их вариации в естественных условиях. Но кроме этих, конечно важных, факторов, существуют другие, также оказывающие влияние на окончательный результат.

В настоящей работе делается попытка разработать методику учета значительного числа возмущающих факторов при анализе точности определения Q и W системой из трех бортовых микроволновых радиометров при полете над водной поверхностью.

1. ИСХОДНЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Для определенности будем считать, что рабочая длина волны первого канала обеспечивает преобладающее влияние облачности, а второго канала — водяного пара. Эти каналы назовем информационными в том смысле, что с их помощью мы получаем информацию об интегральных характеристиках атмосферы. Третий канал, который назовем опорным, предназначен для учета «подсветки» со стороны поверхности океана на длинах волн информационных каналов.

Следует заметить, что главным источником нерегулярных вариаций радиояркостной температуры поверхности океана является пена. Действительно, максимальная амплитуда в годовом ходе температуры океана, наблюдаемая на 40° с. ш., составляет около 10 К [3], поэтому амплитуда годового хода радиояркостной температуры фиксированного участка поверхности океана, вызванная этим фактором, на рассматриваемых длинах волн не превышает 5 К. Между тем за счет пены радиояркостная температура поверхности океана может случайным образом меняться на десятки кельвинов [5].

В этой связи опорный канал имеет смысл использовать не для определения температуры океана, а для уточнения коэффициентов излучения его поверхности, путем определения количества пены.

Запишем выражение для радиояркостной температуры системы океан—атмосфера при наблюдении в надир

$$T_{yi} = \varepsilon'_i T_0 e^{-\tau_i} + T_i^* (1 - e^{-\tau_i}) + (1 - \varepsilon'_i) T_i^* (1 - e^{-\tau_i}) e^{-\tau_i}, \quad (1)$$

где $i = 0, 1, 2$ — номер канала ($i = 0$ соответствует опорному каналу), ε'_i — коэффициент излучения реальной поверхности океана, T_0 — температура его поверхностного слоя, T_i^* — эффективная температура атмосферы для восходящего радиотеплового излучения; τ_i — интегральное поглощение в атмосфере.

Используя (1) мы можем определить ε'_0 таким образом

$$\varepsilon'_0 = \frac{T_{яi} e^{\tau_0} - T_0^* (e^{\tau_0} - e^{-\tau_0})}{T_0 - T_0^* (1 - e^{-\tau_0})}. \quad (2)$$

С другой стороны для коэффициентов излучения поверхности океана на длине волны i -го канала можно записать

$$\varepsilon'_i = \varepsilon_i + \nu (\varepsilon_{pi} - \varepsilon_i), \quad i = 0, 1, 2, \quad (3)$$

где ε_i и ε_{pi} — соответственно коэффициенты излучения поверхности океана свободной от пены и самой пены, ν — доля поверхности океана, покрытая пеной.

Используя соотношения (2) и (3), мы можем определить количество пены на поверхности океана

$$\nu = \frac{\Delta \varepsilon_0}{\varepsilon_{p0} - \varepsilon_0}, \quad (4)$$

где $\Delta \varepsilon_0 = \varepsilon'_0 - \varepsilon_0$ — обнаруженное с помощью опорного канала приращение коэффициента излучения.

Используя (3) и (4) легко определить и коэффициенты излучения для длин волн информационных каналов

$$\varepsilon'_i = \varepsilon_i + \beta_i \Delta \varepsilon_0, \quad (5)$$

где $i = 1, 2$ — номер канала, $\beta_i = (\varepsilon_{pi} - \varepsilon_i) / (\varepsilon_{p0} - \varepsilon_0)$.

Таким образом, для каждой длины волны нам надо знать коэффициенты излучения как поверхности океана, свободной от пены, так и самой пены.

Отметим, что параметр β_i показывает, во сколько вызванный наличием пены контраст радиояркостных температур на i -ом канале превышает подобный контраст на опорном канале. Для этого параметра можно предложить следующее выражение

$$\beta_i = \sqrt{\frac{\lambda_0}{\lambda_i}}^p. \quad (6)$$

Относительно величины p литературные данные довольно противоречивы; так, на основании работы Стогрин [12] можно получить $p = 1$, а по данным Д. Т. Матвеева [5] $p = 0,5$.

Выражение для интегрального поглощения в атмосфере запишем в следующем виде:

$$\tau_i = \tau_{Ki} + Q \gamma_{Qi} + W \gamma_{Wi}, \quad (7)$$

где $i = 0, 1, 2$ — номер канала, τ_{Ki} — интегральное поглощение в атмосферном кислороде, γ_{Qi} и γ_{Wi} — коэффициенты пропорциональности между интегральным поглощением в облаках и их водо-запасом и между интегральным поглощением в водяном паре и влагосодержанием атмосферы соответственно.

2. ВЫВОД СООТНОШЕНИЙ ДЛЯ ОШИБОК В ВОДО- И ВЛАГОЗАПАСЕ

Уравнение (1) с учетом (5) перепишем в следующем виде:

$$\begin{aligned} P_i &= P_i(Q, W, T_{яi}, T_{я0}, \gamma_{Qi}, \gamma_{Wi}, \dots) = \\ &= (\varepsilon_i + \beta_i \Delta \varepsilon_0) T_0 e^{-\tau_i} + T_i^* (1 - e^{-\tau_i}) + \\ &+ (1 - \varepsilon_i - \beta_i \Delta \varepsilon_0) T_i^* (1 - e^{-\tau_i}) e^{-\tau_i} - T_{яi} = 0. \end{aligned} \quad (8)$$

В этих обозначениях нахождение Q и W заключается в решении системы функциональных уравнений

$$P_i(Q, W, T_{яi}, T_{я0}, \gamma_{Qi}, \gamma_{Wi}, \dots) = 0, \quad i = 1, 2. \quad (9)$$

Нас в данном случае интересует не само решение, а его чувствительность к различным возмущающим факторам. Каждое из уравнений (9) зависит не только от Q и W , но также еще от большого числа параметров, которые мы должны задать. К ним относятся $T_{яi}$, ε_i , ε_{pi} , γ_{Qi} , γ_{Wi} , где $i = 0, 1, 2$ и др. Неизбежные ошибки в них будут, конечно, переноситься на Q и W . В этой связи встает задача количественной оценки погрешностей водо- и влагозапаса, вызванных каждым влияющим фактором.

В качестве примера мы получим выражения для ошибок в водо- и влагозапасе (δQ и δW), вызванных только ошибками измерения радиояркостных температур $\delta T_{я1}$, $\delta T_{я2}$ и $\delta T_{я0}$. Влияние других возмущающих факторов может быть учтено аналогично.

Используя теорию переноса ошибок, основанную на разложении функции в ряд Тейлора, мы можем записать

$$\delta Q = \frac{\partial Q}{\partial T_{я1}} \delta T_{я1} + \frac{\partial Q}{\partial T_{я0}} \delta T_{я0} + \frac{\partial Q}{\partial W} \delta W + \frac{\partial Q}{\partial \tau_0} \frac{\partial \tau_0}{\partial Q} \delta Q, \quad (10)$$

$$\delta W = \frac{\partial W}{\partial T_{я2}} \delta T_{я2} + \frac{\partial W}{\partial T_{я0}} \delta T_{я0} + \frac{\partial W}{\partial Q} \delta Q + \frac{\partial W}{\partial \tau_0} \frac{\partial \tau_0}{\partial W} \delta W. \quad (11)$$

Последние слагаемые в (10) и (11) определяют вклад в ошибки δQ и δW , вызванный неопределенностью в τ_0 , за счет этих же ошибок в Q и W . Кроме того в (10) и (11) учтено, что ошибка в Q зависит от ошибки в W и наоборот.

Решая, далее, уравнения (10) и (11) относительно δQ и δW можно записать

$$\delta Q = RK_Q \left[\frac{\partial Q}{\partial T_{я1}} \delta T_{я1} + \left(\frac{\partial Q}{\partial T_{я0}} + M_W \frac{\partial W}{\partial T_{я0}} \right) \delta T_{я0} + M_W \frac{\partial W}{\partial T_{я2}} \delta T_{я2} \right], \quad (12)$$

$$\delta W = RK_W \left[\frac{\partial W}{\partial T_{я2}} \delta T_{я2} + \left(\frac{\partial W}{\partial T_{я0}} + M_Q \frac{\partial Q}{\partial T_{я0}} \right) \delta T_{я0} + M_Q \frac{\partial Q}{\partial T_{я1}} \delta T_{я1} \right]. \quad (13)$$

Здесь обозначено:

$$K_Q = \left(1 - \frac{\partial Q}{\partial \tau_0} \gamma_{Q0}\right)^{-1}, \quad K_W = \left(1 - \frac{\partial W}{\partial \tau_0} \gamma_{W0}\right)^{-1},$$

$$M_Q = -\frac{\gamma_{Q2}}{\gamma_{W2}} K_Q, \quad M_W = -\frac{\gamma_{W1}}{\gamma_{Q1}} K_W,$$

$$R = \left(1 - K_Q K_W \frac{\gamma_{W1}}{\gamma_{W2}} \frac{\gamma_{Q2}}{\gamma_{Q1}}\right)^{-1}.$$

Коэффициенты K_Q и K_W показывают степень увеличения ошибок в Q и W за счет зависимости τ_0 от водо- и влагозапаса атмосферы. Коэффициент R характеризует увеличение ошибок за счет взаимозависимости информационных каналов. Если бы такой зависимости не было (в этом случае $\gamma_{Q2} = 0$ и $\gamma_{W1} = 0$), то этот коэффициент был бы равен единице. В случае когда

$$\frac{\gamma_{W1}}{\gamma_{W2}} \frac{\gamma_{Q2}}{\gamma_{Q1}} \rightarrow \frac{1}{K_Q K_W},$$

ошибки δQ и δW неограниченно возрастают. Это является отражением того факта, что соответствующая системе (9) матрица вырождается.

Коэффициенты M_Q и M_W характеризуют степень влияния ошибки в Q на δW и наоборот. Если бы $T_{я1}$ не зависела от W , а $T_{я2}$ от Q , то эти коэффициенты были бы равны нулю. Нужно отметить, что M_Q и M_W отрицательны, поэтому ошибки в Q и W , вызванные погрешностью любого общего для информационных каналов фактора, за счет взаимозависимости каналов, как это следует из (12) и (13), уменьшаются. Но с другой стороны появляются дополнительные возмущающие факторы, увеличивающие общую погрешность в Q и W . Например, на точность определения Q начинает влиять ошибка в $T_{я2}$ и т. д.

Таким образом соотношения (12) и (13) количественно описывают тот факт, что вариация любого параметра в любом из трех каналов приводит, в той или иной мере, к вариации как Q , так и W .

Для вычисления частных производных, необходимых для анализа точности, нужно к выражению (9) применить правило дифференцирования неявной функции [8]. Соответствующие выражения приведены в приложении 1.

В качестве примера мы далее рассмотрим влияние различных возмущающих факторов на точность определения Q и W в случае, когда $\lambda_1 = 0,8$ см, $\lambda_2 = 1,35$ см и $\lambda_0 = 3,2$ см.

3. ВЛИЯНИЕ ОШИБОК В ТЕМПЕРАТУРЕ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА НА ТОЧНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ Q И W РАССМАТРИВАЕМОЙ СИСТЕМОЙ РАДИОМЕТРОВ

Выражения для δQ и δW в этом случае будут иметь вид

$$\delta Q = \left(\frac{\partial Q}{\partial T_0}\right) \delta T_0, \quad \delta W = \left(\frac{\partial W}{\partial T_0}\right) \delta T_0. \quad (14)$$

Величины $\left(\frac{\delta Q}{\delta T_0}\right)$ и $\left(\frac{\delta W}{\delta T_0}\right)$ представляют собой чувствительности рассматриваемого метода определения Q и W , использующего систему из трех радиометров, к вариациям температуры поверхности океана. Выражения для них приведены в приложении 2.

Результаты расчетов по (14) представлены в табл. 1 для случая $W = 18 \text{ кг/м}^2$ и различных значений Q . Эта таблица показывает, что ошибка в T_0 , равная 5 К, приводит к очень малой погрешности в W . Ошибка в Q также приемлема, хотя относительная величина ее значительно больше.

Таблица 1

Ошибки в водо- и влагозапасе атмосферы, вызванные $\delta T_0 = 5 \text{ К}$, при различных значениях Q . $W = 18 \text{ кг/м}^2$, $M_Q = -18,0$, $M_W = -0,005$

$Q \text{ кг/м}^2$	0,0	0,1	0,3	0,6	1,0	1,5	2,0
$\delta Q \text{ кг/м}^2$	0,042	0,042	0,037	0,032	0,028	0,020	0,011
$\delta W \text{ кг/м}^2$	-0,15	-0,15	-0,11	-0,06	-0,04	0,02	0,11

Таким образом рассматриваемый метод допускает значительную неопределенность в температуре поверхности океана, обеспечиваемую климатическими данными.

4. ВЛИЯНИЕ ТОЧНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ РАДИОЯРКОСТНЫХ ТЕМПЕРАТУР НА ОШИБКИ В ВОДО- И ВЛАГОЗАПАСЕ АТМОСФЕРЫ

Уравнения для этих ошибок будут иметь вид

$$\delta Q = \sum_{i=0}^2 \left(\frac{\delta Q}{\delta T_{яi}} \right) \delta T_{яi}, \quad \delta W = \sum_{i=0}^2 \left(\frac{\delta W}{\delta T_{яi}} \right) \delta T_{яi}. \quad (15)$$

Чувствительности метода к указанным возмущающим факторам определяются соотношениями, приведенными в приложении 2.

В табл. 2 приведены значения δQ и δW вызванные как отдельными ошибками $\delta T_{яi} = 5 \text{ К}$ ($i = 0, 1, 2$), так и их совместным действием.

Из ее рассмотрения прежде всего можно заключить, что ошибки в T_0 столь же существенны, как и $\delta T_{я1}$, $\delta T_{я2}$, причем $\delta T_{я0}$ большее влияние оказывает на точность определения Q , чем W .

Во-вторых, ошибки в водозапасе, вызванные $\delta T_{я0}$ и $\delta T_{я2}$, имеют противоположный знак, по сравнению с ошибками, вызванными $\delta T_{я1}$ (если $\delta T_{я0}$, $\delta T_{я1}$ и $\delta T_{я2}$ одного знака). Подобное утверждение справедливо и относительно ошибок в W . Поэтому систематические погрешности в $T_{яi}$ ($i = 0, 1, 2$), если они имеют одинаковый знак, будут в значительной степени взаимно компенсироваться, что показывают последние строки табл. 2.

Величины δQ и δW (в кг/м^2), вызванные указанными в примечании ошибками $\delta T_{\text{я}i} = 5 \text{ К}$ ($i=0, 1, 2$). $W=18 \text{ кг/м}^2$

$Q \text{ кг/м}^2$	0,0	0,1	0,3	0,6	1,0	1,5	2,0	Примечание
δQ	0,11	0,12	0,13	0,14	0,18	0,24	0,31	$\delta T_{\text{я}1} = 5 \text{ К}$
δW	-1,8	-1,9	-2,0	-2,3	-2,8	-3,8	-4,8	
δQ	-0,021	-0,022	-0,023	-0,024	-0,026	-0,030	-0,032	$\delta T_{\text{я}2} = 5 \text{ К}$
δW	3,8	3,9	4,0	4,2	4,6	5,0	5,6	
δQ	-0,18	-0,17	-0,17	-0,16	-0,17	-0,18	-0,17	$\delta T_{\text{я}0} = 5 \text{ К}$
δW	-1,6	-1,7	-1,7	-1,8	-1,7	-1,6	-1,9	
δQ	-0,091	-0,072	-0,063	-0,044	-0,016	0,030	0,11	$\delta T_{\text{я}i} = 5 \text{ К}$ $i = 0, 1, 2$
δW	0,40	0,30	0,30	0,10	0,10	-0,40	-1,1	

5. ВЛИЯНИЕ НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ В ЭФФЕКТИВНЫХ ТЕМПЕРАТУРАХ АТМОСФЕРЫ И ОБЛАКОВ НА ТОЧНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ Q И W

Так как T_i^* является некоторой средневзвешенной температурой определенной части атмосферы, то представляется обоснованным связывать ее именно со средней температурой тропосферы ($\bar{T}$). Кроме того T_i^* зависит от особенностей высотного распределения температуры и влажности, а также от эффективной температуры облаков (T_Q^*). Поэтому можно записать

$$T_i^* = \bar{T} + \Delta T_i^*, \quad i=0, 1, 2, \quad (16)$$

где ΔT_i^* — поправка, зависящая от конкретного состояния атмосферы.

Для дальнейшего анализа мы используем следующее аппроксимационное соотношение для эффективной температуры атмосферы

$$T_i^* = \frac{1}{\tau_i} (\tau_{Ki} T_{Ki}^* + \tau_{Wi} T_{Wi}^* + \tau_{Qi} T_{Qi}^*), \quad (17)$$

где $i=0, 1, 2$, τ_{Wi} и τ_{Qi} — интегральное поглощение в водяном паре и облачности, T_{Ki}^* , T_{Wi}^* и T_{Qi}^* — соответственно эффективные температуры атмосферного кислорода, водяного пара и облачности для радиотеплового излучения.

Соотношение (17) при $\tau_i < 1$ Нп характеризуется ошибкой, не превышающей 2 К. Влияние неопределенности в τ_{Ki} , ввиду его малости [10], в дальнейшем мы учитывать не будем.

По аналогии с (16) можно записать

$$T_{wi}^* = \bar{T} + \Delta T_{wi}^*, \quad (18)$$

$$T_{qi}^* = \bar{T} + \Delta T_{qi}^*, \quad (19)$$

где поправки ΔT_{wi}^* и ΔT_{qi}^* зависят от особенностей высотного распределения абсолютной влажности и высоты облаков.

Конечно ΔT_{wi}^* и ΔT_{qi}^* в некоторой мере зависят от длины волны (номера канала), так как от нее зависит характер высотного распределения коэффициентов поглощения радиоволн, но для упрощения выкладок мы это учитывать не будем (соответственно опуская индекс), считая, что ΔT_w^* и ΔT_q^* зависят только от особенностей вертикального распределения температуры и влажности, а также от высоты облаков.

Таким образом можно считать, что неопределенность в конкретном состоянии атмосферы оказывает влияние на точность определения T_i^* посредством неопределенности в эффективных температурах облачности и водяного пара. Согласно же (18) и (19) ошибки в T_w^* и T_q^* можно представить в виде суммы двух составляющих

$$\delta T_q^* = \delta \bar{T} + \delta \Delta T_q^*, \quad (20)$$

$$\delta T_w^* = \delta \bar{T} + \delta \Delta T_w^*, \quad (21)$$

где $\delta \bar{T}$ — ошибка в средней температуре тропосферы, $\delta \Delta T_q^*$ и $\delta \Delta T_w^*$ — ошибки, вызванные неопределенностью в высоте облаков и в высотном распределении абсолютной влажности.

Учитывая (17), (20) и (21) можно получить выражение для ошибки в T_i^* в следующем виде

$$\delta T_i^* = \delta \bar{T} + \frac{\tau_{wi}}{\tau_i} \delta \Delta T_w^* + \frac{\tau_{qi}}{\tau_i} \delta \Delta T_q^*. \quad (22)$$

Кроме того от T_q^* существенно зависят коэффициенты γ_{qi} ввиду температурной зависимости объемных коэффициентов поглощения радиоволн в облаках. Так как эта зависимость достаточно монотонна [1], то можно записать

$$\delta \gamma_{qi} = \frac{\partial \gamma_{qi}}{\partial T} \delta \bar{T} + \frac{\partial \gamma_{qi}}{\partial T} \delta \Delta T_q^*, \quad i=0, 1, 2. \quad (23)$$

Коэффициенты поглощения радиоволн в облаках и их производные по температуре вычислялись с использованием данных, приведенных в [7].

Запишем выражения для δQ и δW , вызванных тремя рассматриваемыми факторами

$$\delta Q = \left(\frac{\delta Q}{\delta \bar{T}} \right) \delta \bar{T} + \left(\frac{\delta Q}{\delta \Delta T_W^*} \right) \delta \Delta T_W^* + \left(\frac{\delta Q}{\delta \Delta T_Q^*} \right) \delta \Delta T_Q^*, \quad (24)$$

$$\delta W = \left(\frac{\delta W}{\delta \bar{T}} \right) \delta \bar{T} + \left(\frac{\delta W}{\delta \Delta T_W^*} \right) \delta \Delta T_W^* + \left(\frac{\delta W}{\delta \Delta T_Q^*} \right) \delta \Delta T_Q^*. \quad (25)$$

Чувствительности рассматриваемого метода к вариациям указанных возмущающих факторов определяются довольно громоздкими выражениями, приведенными в приложении 2.

В табл. 3 приведены значения ошибок в Q и W , рассчитанные по (24) и (25) для четырех случаев. Во-первых, когда мы точно знаем характер высотного распределения влажности и абсолютной влажности (в этом случае $\delta \Delta T_Q^* = 0$ и $\delta \Delta T_W^* = 0$) и лишь $\delta \bar{T} = 10$ К. Во-вторых, когда $\delta \Delta T_W^* = 0$ и $\delta \bar{T} = 0$, а ошибка, вызванная неопределенностью высоты облаков, составляет 10 К. В-третьих, когда неизвестен лишь конкретный вид распределения абсолютной влажности с высотой (за счет чего $\delta \Delta T_W^* = 10$ К). И, в-четвертых, когда мы точно знаем лишь T_Q^* . В последнем случае остается неопределенность в величине T_W^* , ее ошибка (вызванная как $\delta \bar{T}$, так и $\delta \Delta T_W^*$) принята равной 20 К.

Таблица 3

Величины δQ и δW (в кг/м²), вызванные указанными в примечании возмущающими факторами. $W = 18$ кг/м²

Q кг/м ²	0,0	0,1	0,3	0,6	1,0	1,5	2,0	Примечание
δQ	-0,006	0,013	0,046	0,10	0,17	0,23	0,26	$\delta \bar{T} = 10$ К
δW	-0,88	-0,80	-0,41	-0,24	0,21	0,80	2,5	
δQ	0,0	0,019	0,054	0,11	0,17	0,23	0,27	$\delta \Delta T_Q^* = 10$ К
δW	0,0	0,15	0,44	0,65	1,3	1,9	3,3	
δQ	0,0	0,0	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	$\delta \Delta T_W^* = 10$ К
δW	-1,1	-1,1	-1,1	-1,1	-1,3	-1,4	-1,3	
δQ	-0,005	0,005	0,003	0,003	0,003	0,004	0,001	$\delta \Delta T_W^* = 20$ К
δW	-2,1	-2,1	-2,2	-2,3	-2,5	-2,7	-2,5	

При анализе табл. 3 можно сделать ряд выводов. Прежде всего заметим, что неопределенность в характере распределения абсолютной влажности в атмосфере, вызывающая $\delta \Delta T_W^* = 10$ К (а эта

величина близка к максимально возможной), вызывает ничтожную ошибку в Q , ошибка в W также приемлема (около 6—8 %).

Подобный случай может возникнуть, если мы будем, например, измерять среднюю температуру тропосферы с помощью радиометра, работающего в полосе поглощения кислорода, и высотное расположение облачности по данным активной РЛС.

Обычная погрешность в средней температуре тропосферы, равная 10 К, вызывает существенную погрешность в Q (около 13—18 %). Ошибка же в W при этом (если $Q \leq 1,5 \text{ кг/м}^2$) не превышает 5 %, но резко возрастает при $Q > 1,5 \text{ кг/м}^2$.

Погрешность в T_q^* , вызванная лишь неопределенностью высоты облаков ($\delta T_q^* = 10 \text{ К}$), вызывает ошибку в Q , примерно такую

же, как и при $\delta \bar{T} = 10 \text{ К}$. Ошибка в W за счет этого фактора при $Q \leq 1 \text{ кг/м}^2$ не превышает 3—6 %.

Таким образом, для рассматриваемой комбинации длин волн, ошибка в T_q^* при $Q \leq 1 \text{ кг/м}^2$ почти не влияет на ошибку в W , вызывая, однако, существенную ошибку в водозапасе облаков. Это несколько уточняет вывод, полученный в работе [10]:

Согласно, например, [1, 6] мы имеем принципиальную возможность определять T_q^* , проводя измерения радиотеплового излучения на длинах волн 2—4 мм. Согласно табл. 4 при наличии такой информации, как и следовало ожидать, мы можем весьма точно определить Q (при отсутствии других погрешностей), но ошибка в W будет составлять 10—15 %. Но δW можно значительно уменьшить, измеряя среднюю температуру тропосферы (например радиометрическим методом).

6. ВЛИЯНИЕ ОШИБОК В КОЭФФИЦИЕНТАХ γ_{qi} и γ_{wi} ($i=0, 1, 2$) НА ТОЧНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ Q И W

По определению можно записать

$$\gamma_{qi} = \frac{1}{Q} \int_{H_H}^{H_B} q(h) \alpha_q(\lambda_i, T(h)) dh = \alpha_q(\lambda_i, T(h_q)), \quad (26)$$

$$\gamma_{wi} = \frac{1}{W} \int_0^H w(h) \alpha_w(\lambda_i, p(h), T(h)) dh = \alpha_w(\lambda_i, p(h_w), T(h_w)), \quad (27)$$

где H_H , H_B и H — высоты нижней и верхней границ облачности, а также учитываемая высота атмосферы, $q(h)$, $w(h)$, $T(h)$ и $p(h)$ — высотные распределения водности, абсолютной влажности, температуры и давления в атмосфере соответственно, $\alpha_q(\lambda, T)$ и $\alpha_w(\lambda, p, T)$ — объемные коэффициенты поглощения радиоволн облачностью и водяным паром на длине волны λ при температуре T и давлении p .

Величины δQ и δW (в $\text{кг}/\text{м}^2$), вызванные указанными в примечании возмущающими факторами, для различных значений водозапаса облаков. $W = 18 \text{ кг}/\text{м}^2$

[illegible]

Таким образом, γ_{qi} численно равен объемному коэффициенту поглощения в облаках на данной λ при температуре $T(h_q)$, где h_q зависит от конкретного состояния атмосферы ($H_H < h_q < H_B$). Аналогично γ_{wi} численно равен объемному коэффициенту поглощения в водяном паре при давлении $p(h_w)$ и температуре $T(h_w)$, где характерная высота h_w также зависит от состояния атмосферы.

Так как α_q и α_w зависят от высоты, то коэффициенты γ_{qi} и γ_{wi} будут зависеть от конкретного состояния атмосферы и отличие этого состояния от среднего, на которое мы вынуждены ориентироваться, приводит к некоторой неопределенности в γ_{qi} и γ_{wi} .

Зависимость γ_{qi} от температуры учтена в предыдущем пункте, оставшиеся погрешности достаточно произвольно оценим в 5 %.

Величина γ_{wi} в реальных условиях меняется примерно на 10 %. Кроме того определенную погрешность дают применяемые расчетные формулы, особенно на крыльях линии поглощения. Так, результаты расчетов α_w при нормальных условиях по методике [4] и по модифицированной формуле Ван-Флека—Вейскопфа [11] для длин волн 0,8 см, 1,35 см и 3,2 см отличаются соответственно на 39 %, 6 % и 10 %. С учетом вышеизложенного представляется обоснованным оценить максимальную относительную погрешность величин γ_{w0} , γ_{w1} и γ_{w2} соответственно в 30 %, 30 % и 10 %.

Выражения для ошибок в Q и W , вызванных рассматриваемыми факторами, будут иметь вид

$$\delta Q = \sum_{i=0}^2 \left[\left(\frac{\delta Q}{\delta \gamma_{qi}} \right) \delta \gamma_{qi} + \left(\frac{\delta Q}{\delta \gamma_{wi}} \right) \delta \gamma_{wi} \right], \quad (28)$$

$$\delta W = \sum_{i=0}^2 \left[\left(\frac{\delta W}{\delta \gamma_{qi}} \right) \delta \gamma_{qi} + \left(\frac{\delta W}{\delta \gamma_{wi}} \right) \delta \gamma_{wi} \right]. \quad (29)$$

Формулы для чувствительностей метода к соответствующим факторам приведены в приложении 2.

В табл. 4 представлены значения δQ и δW , вычисленные по формулам (28) и (29) для указанных в приложении ошибок. При ее анализе можно видеть, что сравнительно большая относительная погрешность в γ_{w1} (30 %), вызывает приемлемые ошибки в Q и W и, поэтому, допустима. Также допустима и значительная погрешность в коэффициентах γ_{q0} и γ_{w0} . Ошибки в них, соответственно равные 10 % и 30 %, приводят к погрешностям $\delta Q < 0,03 \text{ кг/м}^2$ и $\delta W < 0,5 \text{ кг/м}^2$.

Как и следовало ожидать наибольшее влияние оказывают ошибки в величинах γ_{q1} и γ_{w2} . Так, относительные ошибки в них, равные 5 и 10 %, приводят к погрешностям в Q и W , равным 6 и 12 % соответственно.

7. ВЛИЯНИЕ ОШИБОК В КОЭФФИЦИЕНТАХ ИЗЛУЧЕНИЯ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ТОЧНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОДО- И ВЛАГОЗАПАСА АТМОСФЕРЫ

Для рассматриваемого метода определения Q и W необходимо знать как коэффициенты излучения морской поверхности, свободной от пены, так и самой пены. Естественно они известны нам не точно, их ошибки мы обозначим $\delta \varepsilon_i$ и $\delta \varepsilon_{\pi i}$ ($i = 0, 1, 2$). Величины $\delta \varepsilon_i$ зависят от неопределенности в температуре и солености поверхности океана и, главным образом, от параметров волнения. Согласно [2] для рассматриваемых длин волн вариации ε_i за счет волнения при наблюдении в надир не превышают 0,02 (причем соответствующим выбором угла визирования они могут быть еще более уменьшены). В этой связи максимальную ошибку в ε_i мы оценим величиной 0,02.

Коэффициенты излучения пены нам известны менее точно, кроме того по данным Д. Т. Матвеева [5] они существенно зависят от скорости ветра. Поэтому погрешность в $\varepsilon_{\pi i}$ мы оценим величиной $\delta \varepsilon_{\pi i} = 0,1$.

Выражения для δQ и δW запишем обычным образом

$$\delta Q = \sum_{i=0}^2 \left[\left(\frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_i} \right) \delta \varepsilon_i + \left(\frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_{\pi i}} \right) \delta \varepsilon_{\pi i} \right], \quad (30)$$

$$\delta W = \sum_{i=0}^2 \left[\left(\frac{\partial W}{\partial \varepsilon_i} \right) \delta \varepsilon_i + \left(\frac{\partial W}{\partial \varepsilon_{\pi i}} \right) \delta \varepsilon_{\pi i} \right]. \quad (31)$$

Соотношения для чувствительностей приведены в приложении 2.

Расчеты по формулам (30) и (31) представлены в табл. 5 в предположении, что количество пены составляет 10 %. Нужно учитывать, что с увеличением ν увеличивается чувствительность метода к вариациям коэффициентов излучения пены, поэтому роль ошибок в $\varepsilon_{\pi i}$ с ростом ν будет возрастать.

При анализе табл. 5 можно сделать следующие выводы. Во-первых, использованные (достаточно реальные) значения ошибок $\delta \varepsilon_i = 0,02$ и $\delta \varepsilon_{\pi i} = 0,1$ приводят к ошибкам в Q и W , превышающим аналогичные ошибки за счет других, ранее рассмотренных факторов. Во-вторых, если ошибки $\delta \varepsilon_1$, $\delta \varepsilon_2$ и $\delta \varepsilon_0$ (а также $\delta \varepsilon_{\pi 1}$, $\delta \varepsilon_{\pi 2}$ и $\delta \varepsilon_{\pi 0}$) имеют одинаковый знак, а именно таков характер влияния на эти коэффициенты излучения волнения, солености, силы ветра, то указанные ошибки могут в значительной степени взаимокompенсироваться. Как следует из табл. 5, совместное влияние указанных там ошибок $\delta \varepsilon_i$ и $\delta \varepsilon_{\pi i}$ на δQ компенсируется примерно наполовину, а на δW почти полностью.

Величины δQ и δW (кг/м²), вызванные указанными в примечании возмущающими факторами для различных значений водозапаса облаков. $W = 18$ кг/м²

Q кг/м ²	0,0	0,1	0,3	0,6	1,0	1,5	2,0	Примечание
δQ	0,17	0,16	0,16	0,16	0,15	0,16	0,16	$\delta \epsilon_0 = 0,02$
δW	1,6	1,7	1,6	1,7	2,0	1,6	1,7	
δQ	-0,10	-0,10	-0,09	-0,09	-0,09	-0,09	-0,09	$\delta \epsilon_1 = 0,02$
δW	1,6	1,5	1,5	1,5	1,4	1,5	1,4	
δQ	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	$\delta \epsilon_2 = 0,02$
δW	-3,1	-3,1	-3,0	-3,0	-3,0	-2,9	-3,0	
δQ	0,094	0,091	0,090	0,087	0,086	0,089	0,086	$\delta \epsilon_{n0} = 0,1$
δW	0,90	0,94	0,96	1,0	0,91	0,87	0,91	
δQ	-0,054	-0,053	-0,052	-0,050	-0,050	-0,052	-0,050	$\delta \epsilon_{n1} = 0,1$
δW	0,86	0,84	0,80	0,80	0,80	0,82	0,80	
δQ	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	$\delta \epsilon_{n2} = 0,1$
δW	-1,7	-1,7	-1,7	-1,7	-1,7	-1,6	-1,6	

8. РЕЗУЛЬТИРУЮЩАЯ ТОЧНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ Q И W РАССМАТРИВАЕМЫМ РАДИОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Считая влияние рассмотренных выше факторов статистически независимым, дисперсию окончательного результата можно получить как сумму дисперсий составляющих ошибок. При этом надо знать не максимальные ошибки влияющих факторов, а средние квадратические. В простейшем случае их можно считать в три раза меньше максимальных ошибок.

Результаты проведенных таким образом расчетов средних квадратических ошибок водо- и влагозапаса ($\sigma(Q)$ и $\sigma(W)$) приведены в табл. 6. В дальнейшем нужно учитывать, что максимальные ошибки в Q и W могут, примерно, в три раза превышать средние квадратические.

Таблица 6

Средние квадратические ошибки определения Q и W рассматриваемым
радиометрическим методом в зависимости от водозапаса облаков.
 $W=18$ кг/м². Количество пены 10 %

Q кг/м ²	0,0	0,1	0,3	0,6	1,0	1,5	2,0
$\sigma(Q)$ кг/м ²	0,09	0,09	0,09	0,10	0,11	0,14	0,21
$\sigma(W)$ кг/м ²	1,9	1,9	2,0	2,1	2,1	2,2	2,4

Основными источниками ошибок в Q являются неопределенность в коэффициентах излучения поверхности океана, средней температуре тропосферы и в высоте облаков.

Основными источниками ошибок в W являются неопределенность в коэффициентах излучения поверхности океана, ошибки в коэффициентах γ_{wi} и ошибки измерения $T_{я2}$.

Поэтому для повышения точности определения Q и W необходимо исследовать пути уменьшения как указанных ошибок, так и степени их влияния на окончательный результат. Последнее может быть достигнуто оптимальным выбором рабочих длин волн и других характеристик РТЛ.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Выражения для частных производных получены дифференцированием соотношения (8) с учетом (2) по следующему правилу: если необходимо вычислить производную от Q , то в (8) полагалось $i=1$, а если от W , то $i=2$.

Производные от τ_i вычислялись с использованием соотношения (7).

Для сокращения записи введены обозначения:

$$A_i = 2e^{-\tau_i} (1 - \varepsilon_i') T_i^* - \varepsilon_i' (T_0 - T_i^*),$$

$$B_i = T_0 - T_i^* (1 - e^{-\tau_i}),$$

$$C_i = \frac{B_i}{T_0 - T_0^* (1 - e^{-\tau_0})},$$

$$D_i = (1 - \varepsilon_i') T_0 e^{-\tau_0} + (T_0^* - T_{\pi 0}) e^{\tau_0}, \quad i=1, 2.$$

$$\frac{\partial Q}{\partial T_0} = -\varepsilon_1' \frac{(1 - \beta_1 C_1)}{A_1 \gamma_{Q1}},$$

$$\frac{\partial W}{\partial T_0} = -\varepsilon_2' \frac{(1 - \beta_2 C_2)}{A_2 \gamma_{W2}};$$

$$\frac{\partial Q}{\partial T_{\pi 0}} = -\beta_1 \frac{C_1 e^{\tau_0}}{A_1 \gamma_{Q1}},$$

$$\frac{\partial W}{\partial T_{\pi 0}} = -\beta_2 \frac{C_2 e^{\tau_0}}{A_2 \gamma_{W2}},$$

$$\frac{\partial Q}{\partial T_{\pi 1}} = [A_1 e^{-\tau_1} \gamma_{Q1}]^{-1},$$

$$\frac{\partial W}{\partial T_{\pi 2}} = [A_2 e^{-\tau_2} \gamma_{W2}]^{-1},$$

$$\frac{\partial Q}{\partial \tau_0} = \beta_1 E_Q,$$

$$\frac{\partial W}{\partial \tau_0} = \beta_2 E_W,$$

$$\frac{\partial Q}{\partial \gamma_{Q0}} = -\beta_1 E_Q Q,$$

$$\frac{\partial W}{\partial \gamma_{W0}} = -\beta_2 E_W W,$$

$$\frac{\partial Q}{\partial \gamma_{W0}} = -\beta_1 E_Q W,$$

$$\frac{\partial W}{\partial \gamma_{Q0}} = -\beta_2 E_W Q.$$

Здесь

$$E_Q = \frac{C_1 D_1}{A_1 \gamma_{Q1}},$$

$$E_W = \frac{C_2 D_2}{A_2 \gamma_{W2}}.$$

$$\frac{\partial Q}{\partial \gamma_{Q1}} = -\frac{Q}{\gamma_{Q1}},$$

$$\frac{\partial W}{\partial \gamma_{Q2}} = -\frac{Q}{\gamma_{W2}},$$

$$\frac{\partial Q}{\partial \gamma_{W1}} = -\frac{W}{\gamma_{Q1}},$$

$$\frac{\partial W}{\partial \gamma_{W2}} = -\frac{W}{\gamma_{W2}},$$

$$\frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_0} = \beta_1 (1 - \nu) F_Q,$$

$$\frac{\partial W}{\partial \varepsilon_0} = \beta_2 (1 - \nu) F_W,$$

$$\frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_1} = -(1 - \nu) F_Q,$$

$$\frac{\partial W}{\partial \varepsilon_2} = -(1 - \nu) F_W,$$

$$\frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_{\pi 0}} = \beta_1 \nu F_Q,$$

$$\frac{\partial W}{\partial \varepsilon_{\pi 0}} = \beta_1 \nu F_W,$$

$$\frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_{\pi 1}} = -\nu F_Q,$$

$$\frac{\partial W}{\partial \varepsilon_{\pi 2}} = -\nu F_W.$$

Здесь

$$F_Q = \frac{B_1}{A_1 \gamma_{Q1}},$$

$$F_W = \frac{B_2}{A_2 \gamma_{W2}}.$$

$$\frac{\partial Q}{\partial T_0^*} \simeq \beta_1 (2 - \varepsilon_0') \frac{\tau_0}{A_1 \gamma_{Q1}}, \quad \frac{\partial W}{\partial T_0^*} = \beta_2 (2 - \varepsilon_0') \frac{\tau_0}{A_2 \gamma_{W2}},$$

$$\frac{\partial Q}{\partial T_1^*} = - \frac{(e^{\tau_1} - 1) (1 + (1 - \varepsilon_1') e^{-\tau_1})}{A_1 \tau_{Q1}},$$

$$\frac{\partial W}{\partial T_2^*} = - \frac{(e^{\tau_2} - 1) (1 + (1 - \varepsilon_2') e^{-\tau_2})}{A_2 \gamma_{W2}},$$

$$\frac{\partial Q}{\partial W} = - \frac{\gamma_{W1}}{\gamma_{Q1}},$$

$$\frac{\partial W}{\partial Q} = - \frac{\gamma_{Q2}}{\gamma_{W2}},$$

$$\frac{\partial \tau_i}{\partial Q} = \gamma_{Qi},$$

$$\frac{\partial \tau_i}{\partial W} = \gamma_{Wi}, \quad i = 0, 1, 2.$$

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Приведены выражения для чувствительностей рассматриваемого метода определения Q и W , основанного на измерениях радиотеплового излучения трехканальным РТЛ, к вариациям различных возмущающих факторов

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial Q}{\partial T_0}\right) &= RK_Q \left(\frac{\partial Q}{\partial T_0} + M_W \frac{\partial W}{\partial T_0}\right), & \left(\frac{\partial W}{\partial T_0}\right) &= RK_W \left(\frac{\partial W}{\partial T_0} + M_Q \frac{\partial Q}{\partial T_0}\right), \\ \left(\frac{\partial Q}{\partial T_{\pi 0}}\right) &= RK_Q \left(\frac{\partial Q}{\partial T_{\pi 0}} + M_W \frac{\partial W}{\partial T_{\pi 0}}\right), & \left(\frac{\partial W}{\partial T_{\pi 0}}\right) &= RK_W \left(\frac{\partial W}{\partial T_{\pi 0}} + M_Q \frac{\partial Q}{\partial T_{\pi 0}}\right), \\ \left(\frac{\partial Q}{\partial T_{\pi 1}}\right) &= RK_Q \frac{\partial Q}{\partial T_{\pi 1}}, & \left(\frac{\partial W}{\partial T_{\pi 1}}\right) &= RK_W M_Q \frac{\partial Q}{\partial T_{\pi 1}}, \\ \left(\frac{\partial Q}{\partial T_{\pi 2}}\right) &= RK_Q M_W \frac{\partial W}{\partial T_{\pi 2}}, & \left(\frac{\partial W}{\partial T_{\pi 2}}\right) &= RK_W \frac{\partial W}{\partial T_{\pi 2}}, \\ \left(\frac{\partial Q}{\partial T}\right) &= A_Q + M_W A_W, & \left(\frac{\partial W}{\partial T}\right) &= A_W + M_Q A_Q, \end{aligned}$$

где

$$\begin{aligned} A_Q &= \frac{\partial Q}{\partial T_1^*} + \frac{\partial Q}{\partial T_0^*} + \frac{\partial Q}{\partial \gamma_{Q1}} \cdot \frac{\partial \gamma_{Q1}}{\partial T}, \\ A_W &= \frac{\partial W}{\partial T_2^*} + \frac{\partial W}{\partial T_0^*} + \frac{\partial W}{\partial \gamma_{Q2}} \cdot \frac{\partial \gamma_{Q2}}{\partial T}, \\ \left(\frac{\partial Q}{\partial \Delta T_W^*}\right) &= B_Q + M_W B_W, & \left(\frac{\partial W}{\partial \Delta T_W^*}\right) &= B_W + M_Q B_Q, \end{aligned}$$

где

$$\begin{aligned} B_Q &= \frac{\tau_{W1}}{\tau_1} \frac{\partial Q}{\partial T_1^*} + \frac{\tau_{W0}}{\tau_0} \frac{\partial Q}{\partial T_0^*}, \\ B_W &= \frac{\tau_{W2}}{\tau_2} \frac{\partial W}{\partial T_2^*} + \frac{\tau_{W0}}{\tau_0} \frac{\partial W}{\partial T_0^*}, \\ \left(\frac{\partial Q}{\partial \Delta T_Q^*}\right) &= C_Q + M_W C_W, & \left(\frac{\partial W}{\partial \Delta T_Q^*}\right) &= C_W + M_Q C_Q, \end{aligned}$$

где

$$\begin{aligned} C_Q &= \frac{\tau_{Q1}}{\tau_1} \frac{\partial Q}{\partial T_1^*} + \frac{\tau_{Q0}}{\tau_0} \frac{\partial Q}{\partial T_0^*} + \frac{\partial Q}{\partial \gamma_{Q1}} \frac{\partial \gamma_{Q1}}{\partial T}, \\ C_W &= \frac{\tau_{Q2}}{\tau_2} \frac{\partial W}{\partial T_2^*} + \frac{\tau_{Q0}}{\tau_0} \frac{\partial W}{\partial T_0^*} + \frac{\partial W}{\partial \gamma_{Q2}} \frac{\partial \gamma_{Q2}}{\partial T}, \\ \left(\frac{\partial Q}{\partial \gamma_{Q0}}\right) &= RK_Q \left(\frac{\partial Q}{\partial \gamma_{Q0}} + M_W \frac{\partial W}{\partial \gamma_{Q0}}\right), & \left(\frac{\partial W}{\partial \gamma_{Q0}}\right) &= RK_W \left(\frac{\partial W}{\partial \gamma_{Q0}} + \right. \\ & & & \left. + M_Q \frac{\partial Q}{\partial \gamma_{Q0}}\right), \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial Q}{\partial \gamma_{Q1}}\right) &= RK_Q \frac{\partial Q}{\partial \gamma_{Q1}}, & \left(\frac{\partial W}{\partial \gamma_{Q1}}\right) &= RK_W M_Q \frac{\partial Q}{\partial \gamma_{Q1}}, \\ \left(\frac{\partial Q}{\partial \gamma_{Q2}}\right) &= RK_Q M_W \frac{\partial W}{\partial \gamma_{Q2}}, & \left(\frac{\partial W}{\partial \gamma_{Q2}}\right) &= RK_W \frac{\partial W}{\partial \gamma_{Q2}}, \\ \left(\frac{\partial Q}{\partial \gamma_{W0}}\right) &= RK_Q \left(\frac{\partial Q}{\partial \gamma_{W0}} + M_W \frac{\partial W}{\partial \gamma_{W0}}\right), & \left(\frac{\partial W}{\partial \gamma_{W0}}\right) &= RK_W \left(\frac{\partial W}{\partial \gamma_{W0}} + \right. \\ & & & \left. + M_Q \frac{\partial Q}{\partial \gamma_{W0}}\right), \\ \left(\frac{\partial Q}{\partial \gamma_{W1}}\right) &= RK_Q \frac{\partial Q}{\partial \gamma_{W1}}, & \left(\frac{\partial W}{\partial \gamma_{W1}}\right) &= RK_W M_Q \frac{\partial Q}{\partial \gamma_{W1}}, \\ \left(\frac{\partial Q}{\partial \gamma_{W2}}\right) &= RK_Q M_W \frac{\partial W}{\partial \gamma_{W2}}, & \left(\frac{\partial W}{\partial \gamma_{W2}}\right) &= RK_W \frac{\partial W}{\partial \gamma_{W2}}, \\ \left(\frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_0}\right) &= RK_Q \left(\frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_0} + M_W \frac{\partial W}{\partial \varepsilon_0}\right), & \left(\frac{\partial W}{\partial \varepsilon_0}\right) &= RK_W \left(\frac{\partial W}{\partial \varepsilon_0} + \right. \\ & & & \left. + M_Q \frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_0}\right), \\ \left(\frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_1}\right) &= RK_Q \frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_1}, & \left(\frac{\partial W}{\partial \varepsilon_1}\right) &= RK_W M_Q \frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_1}, \\ \left(\frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_2}\right) &= RK_Q M_W \frac{\partial W}{\partial \varepsilon_2}, & \left(\frac{\partial W}{\partial \varepsilon_2}\right) &= RK_W \frac{\partial W}{\partial \varepsilon_2}, \\ \left(\frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_{n0}}\right) &= RK_Q \left(\frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_{n0}} + M_W \frac{\partial W}{\partial \varepsilon_{n0}}\right), & \left(\frac{\partial W}{\partial \varepsilon_{n0}}\right) &= RK_W \left(\frac{\partial W}{\partial \varepsilon_{n0}} + \right. \\ & & & \left. + M_Q \frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_{n0}}\right), \\ \left(\frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_{n1}}\right) &= RK_Q \frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_{n1}}, & \left(\frac{\partial W}{\partial \varepsilon_{n1}}\right) &= RK_W M_Q \frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_{n1}}, \\ \left(\frac{\partial Q}{\partial \varepsilon_{n2}}\right) &= RK_Q M_W \frac{\partial W}{\partial \varepsilon_{n2}}, & \left(\frac{\partial W}{\partial \varepsilon_{n2}}\right) &= RK_W \frac{\partial W}{\partial \varepsilon_{n2}}. \end{aligned}$$

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башаринов А. Е. и др. Радиоизлучение Земли как планеты/Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т.—М.: Наука, 1974.—188 с.
2. Богородский В. В. и др. Радиотепловое излучение земных покровов/Богородский В. В., Козлов А. И., Тучков Л. Т.—Л.: Гидрометеоздат, 1977.—224 с.
3. Жуков Л. А. Общая океанология.—Л.: Гидрометеоздат, 1976.—376 с.
4. Зражевский А. Ю. Методика расчета поглощения в атмосферных парах воды в миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах.—Радиотехника и электроника, 1976, № 5, с. 951—957.
5. Матвеев Д. Т. Анализ результатов радиотеплового зондирования морской поверхности при шторме.—Метеорология и гидрология, 1978, № 4, с. 58—66.

6. Митник Л. М. Определение полной массы водяного пара в атмосфере, водозапаса и эффективной температуры облаков по измерениям уходящего СВЧ излучения Земли.— В кн.: Радиофизические исследования атмосферы.— Л.: Гидрометеоздат, 1977, с. 194—200.

7. Розенберг В. И. Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами.— Л.: Гидрометеоздат, 1972.— 348 с.

8. Смирнов В. И. Курс высшей математики. Т. 1.— М.: Наука, 1974.— 480 с.

9. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии.— Л.: Гидрометеоздат, 1973.— 342 с.

10. Шукин Г. Г., Бобылев Л. П. К вопросу определения влагосодержания облачной атмосферы по радиотепловому излучению. В кн.: Радиофизические исследования атмосферы.— Л.: Гидрометеоздат, 1977, с. 170—181.

11. Croom D. L. Stratospheric Thermal Emission and Absorption near the 22.235 Gc/s (1.35 cm) Rotational Line of Water Vapor.— J. Atm. Terr. Phys., 1965, vol. 27, No. 2, p. 217—233.

12. Stogryn A. The Emissivity of Sea Foam at Microwave Frequencies.— J. Geophys. Res., 1972, Vol. 77, No. 9, p. 1658—1666.

Г. В. Елисеев, Ю. И. Рабинович

ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ БОРТОВЫХ РАДИОТЕПЛОЛОКАЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ И ВОДОЗАПАСА ОБЛАКОВ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

В ходе экспедиции САМЭКС (1976) была выполнена обширная программа измерения радиотеплового излучения системы океан—атмосфера при различных состояниях как поверхности океана, так и атмосферы. Кроме того, особую ценность представляли и проводимые совместно прямые измерения влажности облаков. Эта информация, а также данные радиозондирования атмосферы, позволяют сравнить значения водо- и влагозапаса, полученные на основании прямых измерений, с радиометрическими данными. Некоторым аспектам этого вопроса и посвящена данная работа.

1. МЕТОДИКА РАДИОМЕТРИЧЕСКОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОДОЗАПАСА ОБЛАКОВ Q И ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ W , ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ДЛЯ РАСЧЕТОВ

К данной методике были предъявлены следующие требования.

1. Водо- и влагозапас атмосферы должны определяться по радиояркостным температурам на трех длинах волн (например, на 0,8 см, 1,35 см и 3,2 или 8,5 см), измеренных на любых высотах над уровнем океана. При этом третий (длинноволновый) канал, который мы назовем опорным, предназначен для учета радиоизлучения поверхности океана.

2. В случае если известны высотное распределение температуры и характер распределения влажности и абсолютной влажности в атмосфере, то эта информация должна естественным образом учитываться при определении Q и W . В противном случае должна использоваться какая-либо априорная информация.

3. В этих условиях необходимо обеспечить минимум вычислительных погрешностей для возможно более точного решения поставленной задачи.

Так как рассматриваемая методика служит для исследовательских целей, то требования к экономичности ее реализации на ЭВМ

рассматривались как второстепенные. Однако при разработке методики, предназначенной для массовых оперативных расчетов, этому вопросу надо уделять серьезное внимание.

Ниже мы коротко отметим принципиальные моменты использованной методики определения Q и W . За основу было взято известное уравнение переноса микроволнового излучения

$$T'_{\pi i} = T_0 \varepsilon_i e^{-\tau_i} + \int_0^H T(h) \alpha(\lambda_i, h) \exp\left(-\int_h^H \alpha(\lambda_i, h') dh'\right) dh + \\ + (1 - \varepsilon_i) e^{-\tau_i} \int_0^H T(h) \alpha(\lambda_i, h) \exp\left(-\int_0^h \alpha(\lambda_i, h') dh'\right) dh, \quad (1)$$

где i — номер канала, λ_i — рабочая длина волны, H — высота полета самолета, ε_i — коэффициент излучения поверхности океана, T_0 — температура поверхности океана, $T(h)$ — вертикальное распределение температуры в атмосфере, τ_i — интегральное поглощение до высоты H , $\alpha(\lambda_i, h)$ — вертикальное распределение коэффициента поглощения радиоволн в атмосфере, $T'_{\pi i}$ — радиояркостная температура на высоте H при заданном состоянии океана и атмосферы.

Коэффициент поглощения радиоволн определим следующим образом

$$\alpha(\lambda_i, h) = \alpha_h(\lambda_i, h) + q(h) \sigma_q(\lambda_i, h) + w(h) \sigma_w(\lambda_i, h), \quad (2)$$

где $q(h)$ и $w(h)$ — вертикальное распределение водности и абсолютной влажности, $\alpha_h(\lambda, h)$ — коэффициент поглощения кислорода на длине волны λ_i , $\sigma_q(\lambda_i, h)$ и $\sigma_w(\lambda_i, h)$ — объемные коэффициенты поглощения радиоволн облачностью и водяным паром соответственно.

Интегральное поглощение на длине волны получается интегрированием (2) по высоте

$$\tau_i = \tau_{hi} + \tau_{qi} + \tau_{wi}, \quad (3)$$

где τ_{hi} , τ_{qi} и τ_{wi} — соответственно поглощение в атмосферном кислороде, облачности и водяном паре.

Из соотношения (1) и (2) видно, что радиояркостная температура не выражается непосредственно через водо- и влагозапас

$$Q = \int_0^H q(h) dh \text{ и } W = \int_0^H w(h) dh,$$

а является сложным функционалом от функций $T(h)$, $q(h)$, $w(h)$, $\sigma_q(\lambda, h)$, $\sigma_w(\lambda, h)$ и некоторых других.

Для того, чтобы ввести Q и W в уравнение (1) положим

$$q(h) = Q \tilde{q}(h), \quad (4)$$

$$w(h) = W \tilde{w}(h), \quad (5)$$

где $\tilde{q}(h)$ и $\tilde{w}(h)$ — заранее заданные нормированные функции вертикального распределения водности и абсолютной влажности в атмосфере. Они могут быть получены либо на основании прямых измерений, либо как некоторые средние функции для заданного класса условий.

Кроме того для решения поставленной задачи необходимо задать функции $T(h)$, $\sigma_q(\lambda, h)$, $\sigma_w(\lambda, h)$, $\alpha_h(\lambda, h)$. Следует заметить, что в любых методиках определения Q и W мы вынуждены на том или ином этапе задавать эти функции, исходя из какой-либо априорной информации.

Задав указанные функции, мы можем интегральное уравнение (1) свести к функциональному уравнению относительно Q и W . Для сокращения записи введем следующее обозначение

$$P_i(Q, W, T_{\text{я}i}) = T'_{\text{я}i}(Q, W) - T_{\text{я}i}, \quad (6)$$

где $T_{\text{я}i}$ — измеренное значение радиояростной температуры i -го канала ($i = 1, 2$).

Таким образом, нелинейная функция многих переменных P_i представляет собой невязку в радиояростных температурах для каждого канала.

В этих обозначениях задача определения Q и W формулируется следующим образом:

$$P_i(Q, W, T_{\text{я}i}) = 0, \quad i = 1, 2. \quad (7)$$

Решение системы функциональных уравнений (7) возможно итерационными методами, например методом Ньютона—Канторовича [4]. По этому методу алгоритм последовательного уточнения решения в развернутом виде запишется таким образом:

$$\begin{aligned} \frac{\partial P_1^{(n)}}{\partial Q} \Delta Q^{(n+1)} + \frac{\partial P_1^{(n)}}{\partial W} \Delta W^{(n+1)} &= -P_1^{(n)}, \\ \frac{\partial P_2^{(n)}}{\partial Q} \Delta Q^{(n+1)} + \frac{\partial P_2^{(n)}}{\partial W} \Delta W^{(n+1)} &= -P_2^{(n)}. \end{aligned} \quad (8)$$

Здесь обозначено:

$$P_i^{(n)} = P_i(Q^{(n)}, W^{(n)}, T_{\text{я}i}), \quad i = 1, 2. \quad (9)$$

Решив систему линейных уравнений (8) мы находим следующее приближение Q и W :

$$\begin{aligned} Q^{(n+1)} &= Q^{(n)} + \Delta Q^{(n+1)}, \\ W^{(n+1)} &= W^{(n)} + \Delta W^{(n+1)}. \end{aligned} \quad (10)$$

Таким образом, нам на каждом шаге итерационного процесса необходимо вычислять матрицу Якоби

$$\Gamma^{(n)} = \begin{vmatrix} \frac{\partial P_1^{(n)}}{\partial Q} & \frac{\partial P_1^{(n)}}{\partial W} \\ \frac{\partial P_2^{(n)}}{\partial Q} & \frac{\partial P_2^{(n)}}{\partial W} \end{vmatrix}. \quad (11)$$

Важно, что ее элементы могут быть вычислены аналитически, для чего надо воспользоваться правилом дифференцирования сложной функции и известным соотношением

$$T'_{yi} = T_0 \varepsilon_i e^{-\tau_i} + T_i^* (1 - e^{-\tau_i}) + (1 - \varepsilon_i) T_i^{**} (1 - e^{-\tau_i}) e^{-\tau_i}, \quad (12)$$

где T_i^* и T_i^{**} — эффективные температуры атмосферы для восходящего и нисходящего радиотеплового излучения соответственно.

В этом случае, используя соотношение (3), мы получаем

$$\frac{\partial P_i}{\partial Q} = \frac{\partial P_i}{\partial \tau_i} \gamma_{Qi}, \quad \frac{\partial P_i}{\partial W} = \frac{\partial P_i}{\partial \tau_i} \gamma_{Wi}, \quad i=1, 2, \quad (13)$$

где γ_{Qi} и γ_{Wi} — коэффициенты пропорциональности между водозапасом облаков и интегральным поглощением в них и между влагозапасом и поглощением в парах воды соответственно. Легко показать, что

$$\gamma_{Qi} = \int_0^H \tilde{q}(h) \sigma_q(\lambda_i, h) dh, \quad (14)$$

$$\gamma_{Wi} = \int_0^H \tilde{w}(h) \sigma_w(\lambda_i, h) dh. \quad (15)$$

Эти коэффициенты могут быть получены сразу после задания функций $\tilde{q}(h)$ и $\tilde{w}(h)$. Кроме того из (12) можно получить следующее выражение

$$\frac{\partial P_i}{\partial \tau_i} = e^{-\tau_i} [T_i^* + (1 - \varepsilon_i) T_i^{**} (2e^{-\tau_i} - 1) - T_0 \varepsilon_i]. \quad (16)$$

Эффективные температуры атмосферы для каждой длины волны вычисляются попутно с вычислением невязок P_i .

Соотношение (12) использовалось и для определения начального приближения $Q^{(0)}$ и $W^{(0)}$. Для этого, прежде всего, по измеренным значениям радиояркостных температур определялись интегральные поглощения в атмосфере

$$\tau_i = \ln \left[\frac{2A}{B + \sqrt{B^2 + 4AC}} \right], \quad (17)$$

где $i=1, 2$, $A = (1 - \varepsilon_i) T_i^{**}$, $B = (A + T_0 \varepsilon_i - T_i^*)$, $C = T_i^* - T_{yi}$.

Причем мы вынуждены считать, что $T_i^* = T_i^{**} = T(0) - \Delta T^*$, где ΔT^* — зависящая от высоты полета поправка.

Решая затем систему линейных уравнений

$$\gamma_{Qi} Q^{(0)} + \gamma_{Wi} W^{(0)} = \tau_i - \tau_{Ki}, \quad i=1, 2, \quad (18)$$

мы находим начальное приближение водо- и влагозапаса, которое затем уточняем методом Ньютона—Канторовича.

Легко видеть, что результаты решения системы линейных уравнений (18) и системы функциональных уравнений (7), в случае если ε_i и T_0 известны точно, отличаются в той мере, в какой мы ошиблись в величинах T_i^* и T_i^{**} . А так как влияние ошибок в эффективных температурах атмосферы становится существенным лишь при больших значениях Q и W , то и роль итерационного уточнения результата становится заметной при больших водно- и влагозапасах атмосферы. Так, при $Q = 0,3$ кг/м² и $W = 14$ кг/м² итерационная методика изменяет результат на 3—4 %, а при $Q = 2$ кг/м² и $W = 36$ кг/м² она уже изменяет влагозапас на 10 %, а влагозапас на 22 % по отношению к начальному приближению.

Однако если характеристики поверхности океана известны не точно и мы их собираемся уточнить с использованием опорного канала, то применение итерационных методов становится существенно необходимым, так как в этом случае получить решение в замкнутом виде уже не представляется возможным.

Необходимые для решения поставленной задачи коэффициенты поглощения в водяном паре вычислялись по методике Зражевского [3], коэффициенты поглощения в облаках вычислялись в релеевском приближении согласно [5]. Для расчета коэффициентов поглощения в кислороде, на основании квантовомеханического уравнения из [2], была получена методом наименьших квадратов следующая аппроксимационная формула

$$\alpha_k(\lambda, t, p) = \alpha_{k0}(\lambda) \left(\frac{p}{1000} \right)^n (At^2 + Bt + 1), \quad (19)$$

где t — температура в °C, p — давление в мбар, $\alpha_{k0}(\lambda)$ — поглощение в кислороде при $t = 0^\circ\text{C}$ и $p = 1000$ мбар.

Соотношение (19) справедливо в диапазоне температур от -60°C до 30°C и давлений от 200 до 1100 мбар. Входящие в это соотношение параметры, а также средние квадратические ошибки аппроксимации приведены в табл. 1.

Таблица

Параметры аппроксимации коэффициентов поглощения радиоволн кислородом и относительная средняя квадратическая ошибка для формулы (19)

Длина волны, см	$\alpha_{k0}(\lambda)$ Нп/км	n	A	B	СКО %
0,34	$1,72 \cdot 10^{-2}$	1,870	$8,85 \cdot 10^{-5}$	$-1,02 \cdot 10^{-2}$	7
0,8	$1,21 \cdot 10^{-2}$	1,825	$8,28 \cdot 10^{-5}$	$-9,88 \cdot 10^{-3}$	7
1,35	$3,56 \cdot 10^{-3}$	1,412	$6,76 \cdot 10^{-5}$	$-8,79 \cdot 10^{-3}$	6
1,6	$2,94 \cdot 10^{-3}$	1,314	$6,39 \cdot 10^{-5}$	$-8,52 \cdot 10^{-3}$	5
2,4	$2,24 \cdot 10^{-3}$	1,154	$5,78 \cdot 10^{-5}$	$-8,08 \cdot 10^{-3}$	3
3,2	$2,03 \cdot 10^{-3}$	1,090	$5,54 \cdot 10^{-5}$	$-7,90 \cdot 10^{-3}$	1
8,5	$1,77 \cdot 10^{-3}$	1,014	$5,25 \cdot 10^{-5}$	$-7,69 \cdot 10^{-3}$	1

2. ПРИМЕРЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ВОДО- И ВЛАГОЗАПАСА АТМОСФЕРЫ ПО РАДИОМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ И СРАВНЕНИЕ ИХ С ПРЯМЫМИ ИЗМЕРЕНИЯМИ

Для обработки были использованы радиометрические измерения, выполненные 10 сентября (две «площадки»), 13 октября (две «площадки») и 25 октября (три «площадки») 1976 г. Цикл измерений на каждой «площадке» (которые нумеровались «команда-1», «команда-2» и т. д.) продолжался обычно 10—15 мин и состоял из 2—3 пятиминутных циклов.

Определение Q и W проводилось с использованием радиометрических измерений на длинах волн 0,8 см, 1,35 см, 3,2 см и 8,5 см по описанной выше итерационной методике. Таким образом, восстановление водо- и влагозапаса атмосферы производилось двумя способами, с использованием в качестве опорного каналов 3,2 см или 8,5 см. С их помощью определялась радиояркостная температура поверхности океана $T_{япi}$ ($i = 0, 1, 2$, причем $i = 0$ соответствует опорному каналу).

Средний, максимальный и минимальный водозапас облаков оценивался и по измерениям их водности при полете в облаках на различных высотах. Эти данные за 10 сентября и 25 октября приведены в табл. 2. Самолетные измерения водности облаков 13 октября не проводились.

Таблица 2

**Характеристики водности облаков, полученные
при самолетном зондировании**

Высота, м	Водность облаков, г/м ³		
	средняя	максимальная	минимальная
10 сентября 1976 г.			
200	0,41	0,53	0,25
400	0,11	0,36	0,01
500	0,35	0,52	0,18
1000	0,17	0,38	0,05
2000	0,14	0,44	0,05
25 октября 1976 г.			
750	0,28	0,34	0,13
1000	0,36	0,49	0,01
2000	0,48	0,58	0,33
3000	0,49	0,64	0,30
4100	0,61	0,73	0,20

Влагозапас атмосферы также вычислялся по результатам радиозондирования, причем для контроля определялся и максимально возможный влагозапас $W_{\text{макс}}$ для данного распределения температуры. Надеюсь на достаточную консервативность этой

характеристики атмосферы мы вынуждены рассматривать вычисленный по радиозонду влагозапас как средний для большого района и использовать его для оценки точности радиометрического метода.

Средние, максимальные и минимальные значения водо- и влагозапаса атмосферы, полученные как радиометрическим методом, так и на основании прямых измерений водности и влажности, представлены в табл. 3, 4 и 5.

Таблица 3

Средние, максимальные и минимальные значения водозапаса облаков и влагосодержания атмосферы 10 сентября 1976 г., полученные различными методами

Параметр, кг/м ²	Команда № 1, H=6 км			Команда № 7, H=3 км		
	Прямые измерения	Радиометрические измерения		Прямые измерения	Радиометрические измерения	
		$\lambda_0=3,2$ см	$\lambda_0=8,5$ см		$\lambda_0=3,2$ см	$\lambda_0=8,5$ см
$\bar{Q}$	0,36	1,14	1,09	0,36	1,04	0,92
$Q_{\text{макс}}$	0,77	1,48	1,39	0,77	1,34	1,24
$Q_{\text{мин}}$	0,18	0,82	0,73	0,18	0,64	0,59
$\bar{W}$	31,2	34,6	34,2	24,6	32,8	30,4
$W_{\text{макс}}$	38,0	44,7	41,6	26,0	47,9	45,7
$W_{\text{мин}}$	—	23,3	24,2	—	18,6	17,2

Таблица 4

Средние, максимальные и минимальные значения водозапаса облаков и влагозапаса атмосферы 13 октября 1976 г., полученные различными методами (прямые измерения водности не проводились)

Параметр, кг/м ²	Команда № 1, H=6 км			Команда № 6, H=1 км		
	Прямые измерения	Радиометрические измерения		Прямые измерения	Радиометрические измерения	
		$\lambda_0=3,2$ см	$\lambda_0=8,5$ см		$\lambda_0=3,2$ см	$\lambda_0=8,5$ см
$\bar{Q}$	—	0,41	0,52	—	0,41	0,39
$Q_{\text{макс}}$	—	1,21	1,29	—	0,63	0,68
$Q_{\text{мин}}$	—	—0,11	0,08	—	0,12	0,0
$\bar{W}$	12,2	9,2	12,7	5,0	12,9	12,2
$W_{\text{макс}}$	19,0	23,6	30,7	7,3	25,3	35,8
$W_{\text{мин}}$	—	5,3	5,4	—	2,1	3,0

Из этих таблиц прежде всего можно видеть, что средние значения Q и W , определенные радиометрическим методом с использованием различных опорных каналов, заметно отличаются. На

Таблица 5

Средние, максимальные и минимальные значения водозапаса облаков и влагозапаса атмосферы 25 октября 1976 г., полученные различными методами

Параметр, кг/м ²	Команда № 1, H=7,1 км			Команда № 2, H=7,3 км			Команда № 3, H=7,3 км		
	Прямые измерения	Радиометрические измерения		Прямые измерения	Радиометрические измерения		Прямые измерения	Радиометрические измерения	
		$\lambda_0 = 3,2$ см	$\lambda_0 = 8,5$ см		$\lambda_0 = 3,2$ см	$\lambda_0 = 8,5$ см		$\lambda_0 = 3,2$ см	$\lambda_0 = 8,5$ см
$\bar{Q}$	1,60	1,55	1,46	1,60	1,17	0,99	1,60	1,36	1,20
$Q_{\text{макс}}$	2,00	2,17	2,01	2,00	2,34	2,14	2,00	2,46	2,13
$Q_{\text{мин}}$	0,77	1,12	1,17	0,77	0,55	0,37	0,77	0,29	0,33
$\bar{W}$	23,4	28,9	28,0	23,4	27,2	24,3	23,4	26,3	23,7
$W_{\text{макс}}$	30,0	39,2	42,4	30,0	47,3	45,8	30,0	43,0	36,8
$W_{\text{мин}}$	—	18,7	15,8	—	14,5	10,5	—	11,1	8,6

пример, 25 октября разница в W составляла 4—11 %, а в Q — 7—16 %. Причина указанных систематических расхождений легко просматривается в полученных радиояркостных температурах океана на длинах волн 3,2 и 8,5 см, они колеблются около примерно одинаковых значений, нередко даже $T_{\text{яп}}$ на 3,2 см оказывается меньше, чем на 8,5 см. А по существующим представлениям коэффициент излучения поверхности океана возрастает с уменьшением длины волны, поэтому $T_{\text{яп}}$ на 3,2 см должна быть примерно на 5 К больше, чем на 8,5 см.

Таким образом, отмеченное расхождение должно объясняться погрешностями калибровки радиометров.

В ходе расчетов были получены также значительные колебания радиояркостной температуры поверхности океана, определяемой с помощью опорного канала (с учетом влияния атмосферы), средние квадратические отклонения достигали 5 К, а максимальные 10—15 К. Причиной этих вариаций могут быть либо ошибки измерений, либо вариации состояния поверхности океана (пена, волнение), так как температура и соленость оставались постоянными. Однако коэффициент корреляции между отклонениями радиояркостной температуры океана на 3,2 см и 8,5 см оказался очень низким (менее 0,15). Это заставляет предположить, что доминирующим источником отклонений в $T_{\text{яп}}$ являются ошибки измерений радиояркостных температур. Кроме того, были рассчитаны коэффициенты корреляции между влагозапасом и $T_{\text{яп}}$. Из физических соображений заметной корреляционной связи между ними быть не должно, однако коэффициенты корреляции оказались значительными (—0,4 ... —0,5). Но они легко объясняются ошибками в $T_{\text{яп}}$, которые, таким образом, примерно наполовину определяют погрешность влагозапаса.

Табл. 3, 4 и 5 показывают, что разница между средними значениями W , определенного радиометрическим методом и по радиозонду не превышает 8 кг/м^2 , а ее среднее значение составляет 4 кг/м^2 . Если учесть, что согласно [1] средняя квадратическая ошибка определения по радиозонду оценивается в 4 кг/м^2 , а вариации влагозапаса атмосферы в $4,5 \text{ кг/м}^2$, то можно сделать вывод, что полученная разница не позволяет говорить о значимой систематической погрешности определения влагозапаса радиометрическим методом.

Однако максимальные значения W , определенные этим методом, значительно превышают максимально возможный влагозапас, рассчитанный по распределению температуры (разница доходит до 22 кг/м^2), но это, скорее всего, есть следствие экстремальных ошибок в измеренных радиоярких температур.

Интересно отметить, что в табл. 4—6 прослеживается тенденция увеличения ошибок в W при снижении высоты полета. А так как в этом случае возрастает роль радиоизлучения поверхности океана, то этот факт, видимо, объясняется недостаточно адекватной моделью поверхности океана, использованной для расчетов.

Точность определения радиометрическим методом водозапаса мы можем оценить по данным за 10 сентября и 25 октября 1976 г. При этом значения Q , определенные по радиометрическим данным и по измерениям водности за 10 сентября, отличаются в несколько раз. Скорее всего это вызвано развитием облачности за промежуток времени (до часа и более), разделяющий эти измерения.

Результаты же соответствующих измерений выполненных 25 октября, отличаются лишь на 3—38 %, причем неплохо совпадают и пределы изменения значений водозапаса, определенных различными методами.

Результаты сравнения водо- и влагозапаса атмосферы, полученных совершенно различными методами (дистанционным — радиометрическим и контактным) позволяют сделать вывод о том, что радиометрический метод определения Q и W обеспечивает точность, в целом вполне сравнимую с точностью традиционных (контактных) методов определения этих характеристик атмосферы. Поэтому использовать существующие контактные методы определения Q и W для корректной количественной оценки точности радиометрического метода затруднено.

Одним из важных путей совершенствования радиометрических методов определения характеристик атмосферы с летательных аппаратов является более точное определение и учет радиотеплового излучения поверхности океана. Кроме того, необходимо повышать (до разумных пределов) точность измерения радиоярких температур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ершов А. Т., Плечков В. М. Сравнение аэрологических и радиометрических данных о влагосодержании атмосферы по результатам измерений в экспедиции ТРОПЭКС-74. — В кн.: Радиофизические исследования атмосферы Л.: Гидрометеиздат, 1977, с. 164—170.

2. Жевакин С. А., Наумов А. П. К расчету коэффициента поглощения в атмосферном кислороде.— Радиотехника и электроника, 1965, т. 10, № 6, с. 987—997.

3. Зражевский А. Ю. Методика расчета поглощения в атмосферных парах воды в миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах.— Радиотехника и электроника, 1976, т. 21, № 5, с. 952—957.

4. Канторович Л. В., Акилов Г. П. Функциональный анализ.— М.: Наука, 1977.— 742 с.

5. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии.— Л.: Гидрометеопиздат, 1973.— 344 с.

Л. М. Марцинкевич, В. В. Мелентьев

АНАЛИЗ САМОЛЕТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ РАДИОИЗЛУЧЕНИЯ ВЗВОЛНОВАННОЙ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА (ЭКСПЕРИМЕНТ САМЭКС-76)

Волновая программа эксперимента САМЭКС-76 предполагала проведение одновременных совместных микроволновых измерений радиоизлучения морской поверхности с борта самолета-лаборатории Ил-18, с борта НИС «Академик Королев», с ИСЗ «Метеор-25» при различных условиях волнения, сравнительный анализ результатов этих измерений, установление связей радиоизлучения с параметрами волн и ветра над морем.

За время эксперимента по волновой программе было выполнено 6 научных полетов. Для анализа, проводимого совместно с американской стороной, было выбрано три дня с интенсивным волнением: 11, 13 сентября, 30 октября. В табл. 1 приводятся данные, описывающие волнение в эти дни.

Дата	№ станции	Высота, H м		Температура, T °C	
		ветровых волн	зыби	воды	воздуха
11 IX 1976 г.	143	3,5	XX	11,2	11,6
13 IX 1976 г.	151	5,5	XX	8,9	7,3
30 X 1976 г.	295	3,5	4,0	6,6	7,0

Методика измерения радиоизлучения самолетом Ил-18, подробно описанная в [1], предполагает проведение многоканальных измерений при подлете к району расположения судна и полета самолета над судном по трассе длиной около 100 км, при этом обычно судно находилось в середине данной трассы. Измерения радиоизлучения моря выполнялись с разных высот при различных

постоянных углах визирования. Аппаратура 0,8 см, 1,35 см, 1,6 см включалась в указанном режиме. Каналы 2,4 см и 3,2 см, кроме того, работали и в сканирующем режиме. Самолетные измерения на $\lambda = 3,2$ см выполнялись попеременно на двух поляризациях — вертикальной и горизонтальной. Для получения значений радиояркостных температур взволнованной морской поверхности под большими углами визирования самолет выполнял над районом размещения судна левый вираж с радиусом 1,2—2,6 км.

Программа самолетных микроволновых измерений характеристик волнения предусматривала решение следующих задач:

— исследование зависимости радиояркостной температуры взволнованной поверхности моря от волнообразующих факторов — скорости ветра и длины разгона;

— исследование угловой структуры теплового радиоизлучения взволнованной поверхности моря;

— исследование влияния пространственного осреднения на величину измеряемой радиояркостной температуры.

Зависимость радиояркостной температуры взволнованной поверхности моря от скорости ветра и состояния поверхности моря рассматривается в работах [2, 5] настоящего сборника.

Другие указанные аспекты исследования обсуждаются ниже.

Исследование углового распределения радиояркостной температуры взволнованной поверхности моря предусматривалось как самолетными, так и судовыми измерениями. На рис. 1 представлены угловые разрезы, выполненные с борта судна при помощи радиометра — поляриметра, работающего на волне 0,8 см для различных положений судна относительно направления ветра.

Для сравнения на эти же рисунки нанесены кривые углового хода радиояркостных температур, рассчитанных с использованием

Таблица 1

Облачность		Осадки		Ветер истинный		Пена, %
общее количество, баллы	форма	вид	Время	направление, °	скорость, м/с	
			ч мин			
6	Ac, Ci	—	—	250	12,0	20
8	Cu, St, Ns	Слабый дождь	23 45— 00 00	10	20,0	50
6	Cu, Ac	—	—	270	16,0	30

экспериментально определенных функций распределения уклонов и результатов радиозондирования атмосферы за ближайшие сроки. Наблюдается хорошее соответствие данных измерений и расчетов. Экспериментально определенные зависимости хорошо передают известное по теоретическим разработкам увеличение радиояркостной температуры взволнованного моря на вертикальных

поляризациях и уменьшение ее на горизонтальной поляризации по мере увеличения угла визирования [3] и связанный с влиянием атмосферы «загиб» кривых на очень больших углах визирования.

На рис. 2 и 3 показано угловое распределение радиояростной температуры, измеренной с самолета соответственно 13 сентября и 30 октября 1976 г.

На эти же рисунки нанесены расчетные кривые излучения системы атмосфера—взволнованная поверхность моря, заданная

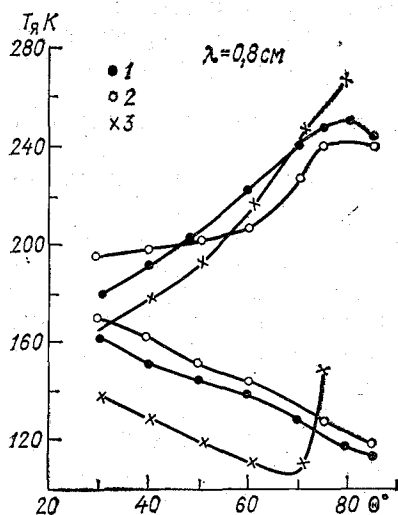


Рис. 1. Угловое распределение микроволнового излучения.

По судовым измерениям: 1 — ветер с левого борта, 2 — ветер с правого борта; 3 — по расчетным данным с использованием экспериментально полученной функции распределения (22 ч 18 мин) и радиозондирования (22 ч 30 мин) 10 сентября 1976 г. Время по Гринвичу.

экспериментально определенными функциями распределения уклона. Вклад атмосферы на рис. 2 учитывался расчетами с использованием данных радиозондирования с борта судна.

Как видно из рисунка, экспериментальные кривые для всех длин волн (2) лежат выше расчетных (1). Это связано с учетом радиояростного вклада пенного покрова при расчетах. В то же время, по произведенным оценкам, этот вклад для данных условий волнения должен быть больше, чем тот, который дает сопоставление двух типов кривых на рис. 2.

Возможно, это связано со спецификой радиозондирования облачной атмосферы.

Для более репрезентативной оценки излучения атмосферы были использованы результаты многоканальных микроволновых измерений с борта судна, выполненные методом угломестных разрезов.

На рис. 3 дополнительно нанесены кривые излучения системы

атмосфера—взволнованная поверхность моря, где атмосфера учитывается указанным способом (3).

Для рассматриваемого дня работы кривые, полученные по данным радиозондирования, на коротковолновых каналах (1) лежат выше, чем экспериментальные кривые. Кривые, полученные с использованием судовых микроволновых измерений, более репрезентативно описывающих поглощение в атмосфере (3), расположены ниже экспериментальных (2). Совместный анализ последних двух типов кривых дает реальные радиояростные приращения за счет полного покрова, которые в соответствии с физикой излучения пены увеличиваются с уменьшением длины волны.

Для волны 1,6 см приращение радиояростной температуры за счет пены при измерении в надир (8 К при $V = 16$ м/с) совпадает

с приращением, которое вытекает из зависимости $\Delta T_{\text{я}}$ от скорости ветра, описанной в работе [4]; для волны 0,8 см приращение, определяемое по рис. 3, почти в 2 раза больше. Далее была сделана попытка проследить частотную зависимость излучения взволнованной поверхности океана. На рис. 4 показана зависимость от длины волны радиоярких температур, полученных по данным измерений самолета Ил-18 ГГО (11 сентября 1976 г.) и рассчитанных по ближайшему радиозонду. Как видно из рис. 4, наблюдается согласие данных микроволнового эксперимента и расчета, причем характер частотной зависимости сохраняется практически одинаковым для углов визирования 0 и 30° (от надира).

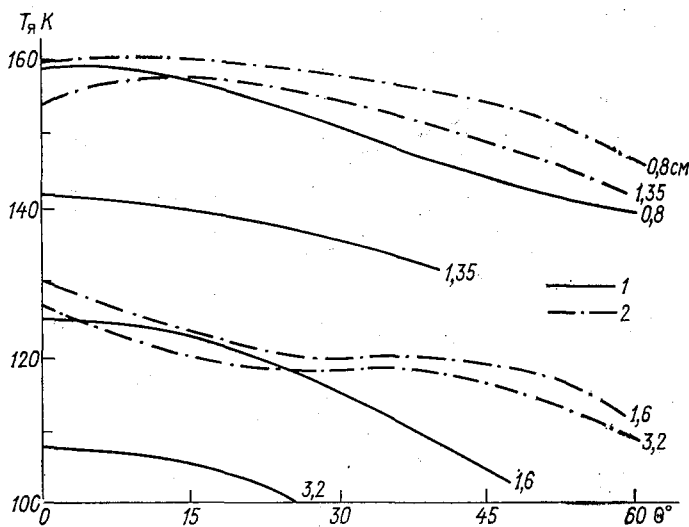


Рис. 2. Угловое распределение радиоярких температур.

1 — расчет с использованием данных радиозондирования, 2 — самолетные данные 13 сентября 1976 г.

Частотный ход на рис. 4 представляет собой ход радиоизлучения системы океан—атмосфера; однако при небольших относительных приращениях за счет волнения он репрезентативно передает частотный ход излучения атмосферы.

Длина разгона является одним из важных волнообразующих факторов и может оказывать влияние на величину радиояркой температуры поверхности моря через динамику развития волн. В [1] уже была сделана попытка найти связь между радиоизлучением моря и длиной разгона по данным американских и советских микроволновых измерений состояния поверхности моря в период эксперимента «Беринг».

Естественно предположить, что влияние разгона на радиоизлучение моря будет больше проявляться на малых разгонах, где

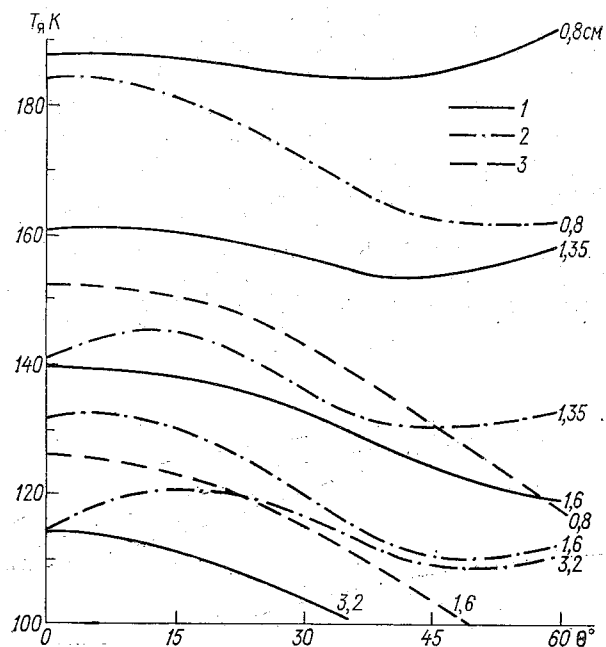


Рис. 3. Угловое распределение радиояркостных температур.

1 — расчет с использованием данных радиозондирования; 2 — самолетные данные 30 октября 1976 г.; 3 — расчет с использованием судовых измерений нисходящего излучения атмосферы.

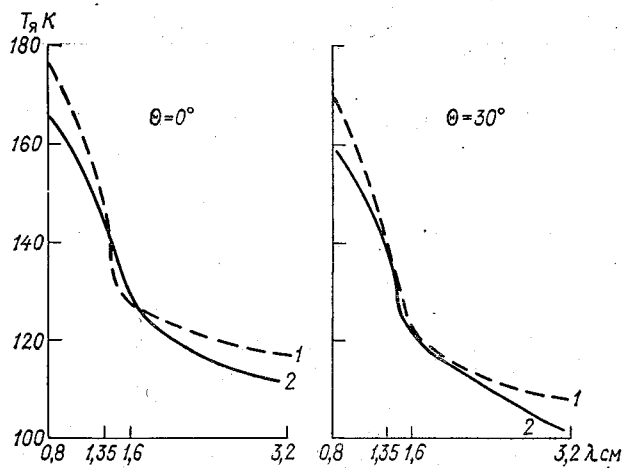


Рис. 4. Частотная зависимость радиояркостной температуры по измерениям с самолета (1) и по результатам расчетов с использованием данных радиозондирования (2).

процесс развития волн динамичнее. Именно это и показали результаты работы [1].

На материале экспедиции САМЭКС-76 было продолжено исследование зависимости между радиоизлучением взволнованного моря и длиной разгона. Для этого были выбраны крайние северо-западные участки трасс самолета Ил-18, достаточно короткие для того, чтобы скорость ветра не успела сильно измениться и повлиять на искомую зависимость. Были выбраны те случаи, когда вектор ветра имел отчетливую береговую составляющую: 11 и 13 сентября. Исследование проводилось на длинах волн, где влияние атмосферы минимально: 3,2 и 8,5 см.

На рис. 5 показана корреляция между осредненными за минуту значениями радиояркой температуры поверхности моря и длиной разгона x на указанных волнах: 3,2 см (горизонтальная поляризация), 8,5 см (вертикальная поляризация); при этом точки для двух дней составляют одну статистическую совокупность.

На волне 3,2 см эта корреляция хорошо аппроксимируется линейной зависимостью

$$T_{я} = 108,6 + 1,44X; \quad (1)$$

на волне 8,5 см разброс точек гораздо больше и аппроксимирующая прямая найдена методом наименьших квадратов

$$T_{я} = 99,83 + 0,04X, \quad (2)$$

где X — длина разгона в км; 0,04 — множитель, имеющий размерность К/км.

Положение аппроксимирующей прямой на $\lambda=8,5$ см относительно совокупности точек выглядит несколько неожиданно, но факт уменьшения крутизны аппроксимирующей прямой на $\lambda=8,5$ см по сравнению с крутизной соответствующей прямой на $\lambda=3,2$ см является физически обоснованным: радиояркий вклад пенного покрова увеличением которого характеризуется рост волн по мере увеличения длины разгона, на волне 3,2 см гораздо больше, чем на волне 8,5 см.

Полученные зависимости интересны, но исследования вопроса о зависимости радиоизлучения моря от длины разгона при квазистационарном ветре должно получить дальнейшее развитие на массовом материале новых измерений.

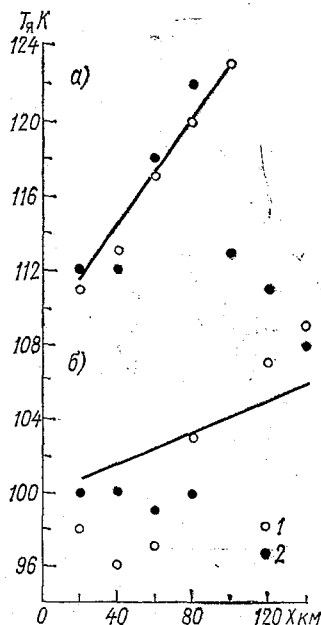


Рис. 5. Зависимость радиояркой температуры от длины разгона для $\lambda=3,2$ см (a) и $\lambda=8,5$ см (б).

1 — 11 сентября, 2 — 13 сентября.

Для исследования влияния пространственного осреднения на характеристики радиотеплового сигнала от взволнованной поверхности моря производились микроволновые измерения с самолета Ил-18 с различных высот: 400, 500, 2000, 4000 и 6000 м (вертикальное зондирование). При указанных высотах и ширине диаграммы направленности радиометров 3° горизонтальная протяженность разрешающего пятна на поверхности составляет соответственно 20, 25, 100, 250 и 300 м.

Для оценки влияния осреднения представлялось целесообразным проанализировать флуктуации радиояркого сигнала, ко-

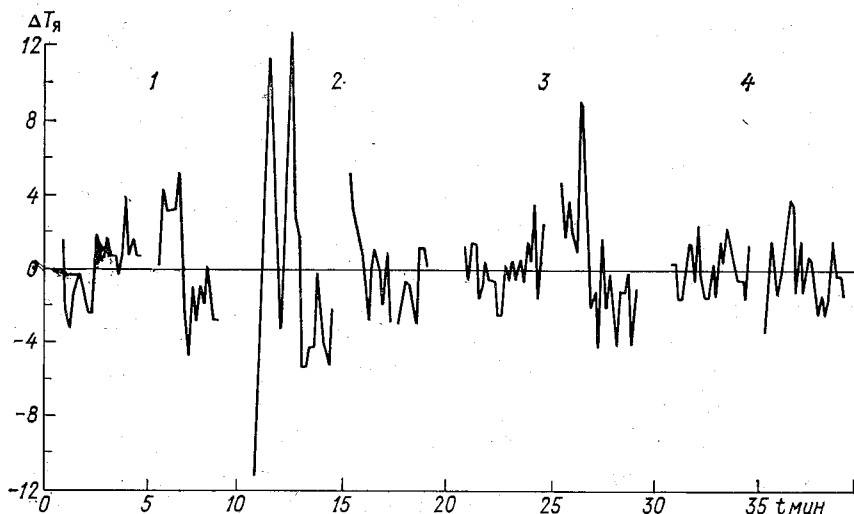


Рис. 6. Флуктуации радиотеплового сигнала ($\lambda=1,6$ см), измеренного с самолета на различных высотах 13 сентября.

1 — $H=400$ м; 2 — $H=2000$ м; 3 — $H=4000$ м; 4 — $H=6000$ м.

торые, как предполагалось исходя из логики статистического осреднения, должны уменьшаться с увеличением горизонтальных масштабов осреднения (с увеличением высоты полета самолета). Пример таких флуктуаций на четырех высотах полета самолета 400, 2000, 4000 и 6000 м 13 сентября 1976 г. для волны 1,6 см показан на рис. 6. Была произведена статистическая оценка флуктуаций радиояркого сигнала, измеренного с разных высот — вычислены средние квадратические отклонения сигнала от его среднего значения.

Результаты расчета для двух зондировок и пяти длин волн: 0,8, 1,35, 1,6, 3,2 и 8,5 см представлены в табл. 2.

При расчете средних квадратических отклонений в одну статистическую совокупность включались осредненные за 12 с радиояркие температуры, зафиксированные между калибровками.

Как видно из табл. 2, для длинноволновых каналов (3,2; 8,5 см) характер отклонения среднего квадратического значения сигнала от среднего значения соответствует ожидаемому: наблюдается уменьшение среднего квадратического отклонения с увеличением высоты полета.

Таблица 2

H м	0,8	1,35	1,6	3,2	8,5
400	2,45	3,00	1,68	5,18	4,41
2300	11,01	7,54	6,54	2,43	—
4000	—	4,22	1,50	1,39	3,58
6000	3,82	3,82	0,92	2,14	—
400	4,00	4,17	2,93	2,76	4,24
2300	3,86	2,35	2,35	1,79	—
4000	—	6,05	3,44	—	1,94
6000	4,23	2,73	1,99	1,71	1,99

Для коротковолновых каналов, где влияние атмосферы велико и проявляется неравномерно на разных высотах в зависимости от облачной стратификации, эта закономерность нарушается. Для приведенной группы данных отмечается увеличение среднего квадратического отклонения сигнала на уровне 2300 м.

Таким образом, выполненные микроволновые измерения позволили оценить угловую структуру теплового радиоизлучения системы взволнованная поверхность моря—атмосфера, частотную зависимость этой системы, влияние пространственного осреднения на статистические характеристики сигнала.

Удалось получить аналитическое описание зависимости радиоизлучения взволнованной поверхности моря от длины разгона. Однако для полного решения этой и некоторых других задач микроволновой дистанционной индикации состояния поверхности моря необходимо проведение дополнительных экспериментов, обеспеченных сопутствующей информацией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Марцинкевич Л. М., Мелентьев В. В. Связь радиояркостной температуры взволнованного моря с характеристиками состояния его поверхности и волнообразующими факторами (вариант В). Советско-американский эксперимент «Беринг». — Л.: Гидрометеиздат, с. 124—148.
2. Марцинкевич Л. М. Двухканальный СВЧ радиометрический метод определения скорости ветра со спутника. См. наст. сборник.
3. Марцинкевич Л. М., Мелентьев В. В. Модельные расчеты теплового радиоизлучения поверхности моря при установившемся и полностью развитом волнении. — Труды ГГО, вып. 331, 1975, с. 73—85.
4. Матвеев Д. Т. Анализ результатов радиотеплового зондирования морской поверхности при шторме. — Метеорология и гидрология, № 4, 1978, с. 58—66.
5. Мелентьев В. В. Связи радиоизлучения поверхности океана с характеристиками пенного покрова и скоростью ветра в приводном слое. См. наст. сборник.

В. В. Мелентьев

СВЯЗИ РАДИОИЗЛУЧЕНИЯ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА С ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ПЕННОГО ПОКРОВА И СКОРОСТЬЮ ВЕТРА В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ

В эксперименте САМЭКС-76 при работах на южном полигоне с борта самолета Ил-18 проводились измерения на канале 2,4 см, который имел чувствительность 0,8 К при постоянной времени 1 с, более высокую чем основной пятиканальный микроволновый комплекс. Данные измерений регистрировались на ленту самописца.

Была предпринята попытка установить связи измеренных значений радиояркостной температуры поверхности океана с характеристиками пенного покрова и скоростью ветра в приземном слое. При обработке этих данных особое внимание было обращено на учет соотношения размера пятна диаграммы направленности антенны радиометра с площадью занятой пеной в поле зрения антенны (процентом покрытия), на характеристики пены — тип, состояние и структуру. Если считать распределение пенного покрова на поверхности океана при данной скорости ветра однородным, а коэффициент получения всех типов и форм пены одинаковым, то измеренная радиояркостная температура в той части, которая определяется излучением водной поверхности, не должна зависеть от высоты размещения радиометра, от высоты полета самолета. При этом характер фиксируемой $T_{\text{я}}$ должен определяться только процентом покрытия поверхности океана пеной, той площадью, которую занимает пена в пятне диаграммы.

Однако из-за неоднородности излучательных свойств пенного покрова в реальных условиях радиояркостная температура системы взволнованная поверхность—атмосфера оказывается зависящей от состояния поверхности океана, от состояния пенного покрова, а поэтому и от соотношений размера пятна диаграммы на поверхности океана $S_{\text{пятна}}$ и площади занятой пеной в этом пятне $S_{\text{пены}}$, а следовательно от высоты полета.

Возможны следующие варианты этих соотношений, определяющих характер записи антенной температуры T_a :

1. $S_{\text{пены}} \ll S_{\text{пятна}}$, в этом случае уровень записи измеряемой антенной температуры определяется собственным излучением чистой водной поверхности.

2. $S_{\text{пены}} < S_{\text{пятна}}$, при этом вклад излучения пены проявляется в колебаниях уровня фиксируемой T_a . Если считать постоянными температуру и соленость океана, считать постоянным вклад излучения атмосферы вдоль трассы полета самолета, изменение уровня записи T_a несет информацию о вариациях излучательных свойств пены, о неоднородностях пенного покрова, существующего при данном волнении, при данной скорости ветра над океаном. Указанное соотношение площадей справедливо для пенных образований типа полос и отдельных шапок, образующихся при разрушении ветровых волн на гребнях.

3. $S_{\text{пены}} \geq S_{\text{пятна}}$, т. е. площадь, занятая пеной, соизмерима с размером пятна диаграммы. Для таких неоднородностей на по-

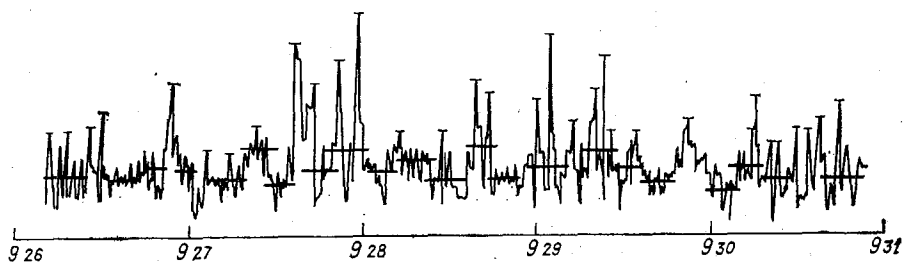


Рис. 1. Образец записи радиоизлучения взволнованной поверхности

верхности океана типа крупных скоплений, полей пены, размер которых около 100 м, антенная температура фиксируется в виде отдельных пиков-превышений T_a . Величина этих пиков определяется вариациями излучательной способности пенного покрова, которые обусловлены соответственно вариациями структуры пены, ее динамическими характеристиками. Следует отметить, что при оценках влияния радиоизлучения пенного покрова необходимо учитывать реальную чувствительность аппаратуры, постоянную времени измерений.

На рис. 1 представлен образец записи радиоизлучения взволнованной поверхности океана. На этом рисунке можно выделить несколько зон, обусловленных различным состоянием океана. При обработке такого вида записей мы полагали, что для каждого интервала времени, для каждого значения скорости ветра над океаном минимальный уровень сигнала определяется излучением участков океана с равномерно распределенными однородными участками пены. Изменения антенной температуры, укладываемые в пределах 3σ , мы относили к обусловленным вариациям излучательных свойств равномерно перемешанной, равномерно излучающей поверхности океана. Положительные приращения уровня записи, превышающие разброс значений в 3σ , по-нашему

предположению, обусловлены неоднородностью и вариациями структуры пенных образований типа полос и шапок. И, наконец, четко просматривающиеся приращения антенной температуры в виде отдельных пиков, обусловленные крупными скоплениями — полями пены. Число таких пиков на регистрограмме на 2-минутный интервал составляет в среднем 10—12. При сопоставлении с данными аэрофотосъемки сопровождения по трассе полета отмечается такое число полей пены размером более 100 м на трассе в 10—12 км (т. е. 2 мин полета на малой высоте).

Ручная обработка записей на $\lambda = 2,4$ см, полученных на горизонтальном пролете самолета на малой высоте, выполнялась по следующей методике:

- разбивка регистрограммы на 2-минутные интервалы,
- обработка записи по среднему значению, при этом для 2-минутного отрезка выбирается 10—12 точек, для которых рассчитывается антенная температура T_a ,
- определение среднего и минимального значения T_a для каждого 2-минутного интервала, определение стандартного отклонения σ для каждого такого участка записи, значения $T_a + 3\sigma$,
- определение антенных температур, соответствующих пикам T_a на регистрограмме.

Для каждого интервала определялась разность измеренных антенных температур уровней и минимальной антенной температуры для данной высоты полета самолета. Эти разности, отнесенные к температуре поверхности океана, дают приращение излучательной способности поверхности океана за счет образования пенных полос и шапок. Аналогично, разности приращений T_a за счет пиков и значения $(T_{a_{\text{ср}}} + 3\sigma)$, определенного для каждого интервала, дают приращения излучательной способности океана за счет образования на его поверхности полей пены при данной температуре.

Далее была предпринята попытка установить связи полученных приращений излучательной способности поверхности океана со скоростью ветра над океаном. К сожалению, на борту самолета-лаборатории ГГО не имеется аппаратуры, позволяющей определять скорость воздушного потока, относительно подстилающей поверхности, определять скорость ветра в приводном слое. В связи с этим на судне были организованы учащенные наблюдения за скоростью ветра, данные которых сопоставлялись с микроволновыми измерениями в соответствующие моменты времени.

В связи с этим полеты были организованы вблизи судна таким образом, что общая длина горизонтального пролета самолета составляла примерно 100 км, а судно находилось посередине этой трассы.

На рис. 2 приведены обработанные данные всех микроволновых измерений на $\lambda = 2,4$ см на южном полигоне САМЭКС для высот полета, не превышающих 1000 м (диаметр пятна диаграммы направленности менее 50 м).

Приращения антенной температуры T_a , связанные с образованием пенных полос и шапок, не превышают 6,5 К, а соответствующий контраст в излучательной способности водной поверхности увеличивается с ростом скорости ветра над океаном и составляет при скорости ветра над морем, например, 10 м/с — 0,005. Как видно из рис. 2, для каждой скорости над океаном имеются пенные образования, излучательная способность которых изменяется в широких пределах — от излучательной способности близкой к излучению гладкой водной поверхности до некоторого максимума. Этот эффект мы связываем с динамикой пенных образований, ростом излучательной способности самого пенного покрова при об-

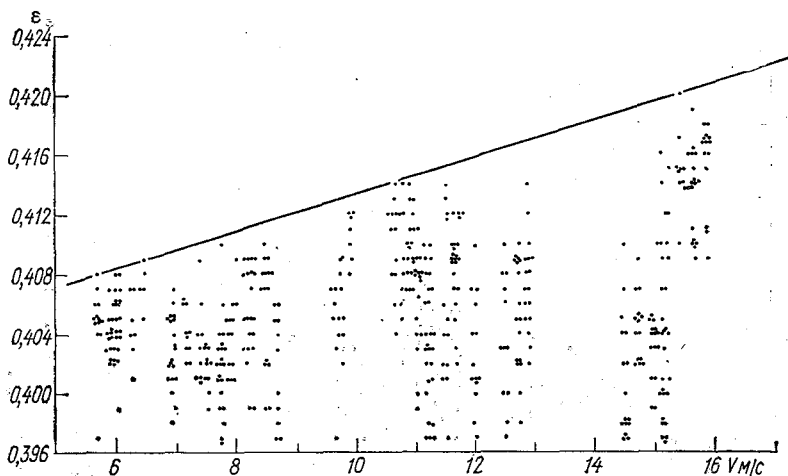


Рис. 2. Излучательная способность поверхности океана, покрытой полями пены.

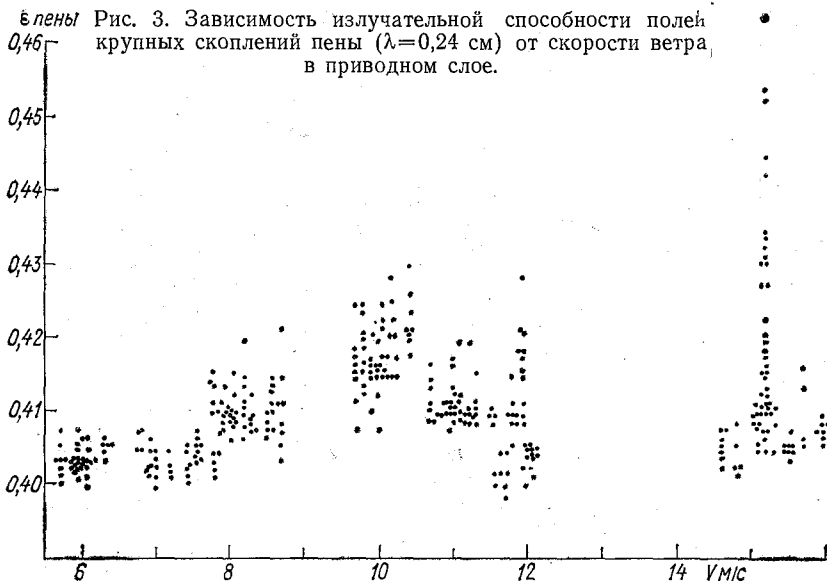
разовании пены, увеличении занимаемой ею площади, росте толщины, насыщении пены пузырьками воздуха, то есть при формировании пенного покрова, и уменьшении излучательной способности пенного покрова при разрушении пены. Таким образом, радиометрические измерения позволяют зафиксировать изменения состояния пенного покрова, его структуры.

Как видно из рис. 2, наблюдаемый рост излучательной способности морской поверхности за счет образования пены оказывается изменчивым, для изменений скорости ветра от 6 до 16 м/с он составляет 3 К. Интересно отметить, что по данным радиометрии рост излучательной способности водной поверхности отмечается со скоростями ветра более 5,5 м/с, что полностью соответствует данным шкалы Бофорта, описывающей состояние взволнованной морской поверхности. Следует также отметить, что при обработке первичных микроволновых данных сохраняется возможность выделения дождящих облаков над взволнованной поверхностью

океана. Характер записи полей жидких осадков аналогичен вкладу излучения пенных полос, но имеет большую абсолютную величину.

Для установления связей собственного радиоизлучения скоплений пены со скоростью ветра выбирались приращения антенной температуры, фиксируемые в виде пиков, для которых T_a превосходит сумму средней антенной температуры 2-минутного интервала и тройного значения стандартного отклонения этой величины.

Далее определялась разность антенной температуры таких пиков и среднего (без пиков) значения T_a за 2-минутный интервал.



На рис. 3 показана зависимость излучательной способности полей, крупных скоплений пены на $\lambda = 2,4$ см от скорости ветра в приводном слое (по данным НИС «Академик Королев»). Как видно из этого рисунка, пена такого вида образуется также при скоростях ветра над морем около 6 м/с. Далее, увеличение скорости ветра приводит к образованию скоплений пены, имеющих излучательную способность большую, чем излучательная способность полос и шапок пены. Так, при скорости ветра над морем 10 м/с суммарная способность водной поверхности, покрытой полями пены, достигает 0,425. Мы полагаем, что максимальные контрасты измеряемых антенных температур, соответствующие каждому значению скорости ветра над морем, соответствуют сформировавшимся насыщенным пузырьками воздуха пенным образованиям, имеющим максимальную толщину. Меньшие значения контраста антенных температур по нашему предположению дают картину

роста и распада пенных образований, они дают сведения о динамике изменений пенного покрова.

Анализ выполненных измерений показывает, что с ростом скорости ветра излучательная способность полей пены увеличивается, хотя число таких крупных скоплений при этом увеличивается незначительно. По записям антенных температур видно, что число пиков-превышений T_a составляет в среднем 5—6 за 2-минутный интервал полетов на малой высоте. Было выполнено сопоставление данных радиометрических измерений с аэрофотосъемкой, проводимой параллельно с борта самолета Ил-18. На кадрах аэрофотосъемки просматриваются пенные образования в виде отдельных скоплений средним размером около 100 м. Структура этих образований явно неоднородна, одни из них имеют интенсивно белый цвет, который соответствует слоям сформировавшейся, максимально для данной скорости ветра насыщенной пеной. Другие скопления, также большие по размеру, имеют менее интенсивный белый цвет, которые следует относить к несформировавшейся пене, в которой происходит формирование либо распад пенного покрова. Оценка вероятности попадания пенных структур такого вида в пятно диаграммы направленности дает величину такого же порядка, которая была получена при радиометрических измерениях 5—6 крупных скоплений пены за 2 мин полета на высотах до 1000 м.

Таким образом, выполненный анализ микроволновых измерений состояния взволнованной поверхности океана с помощью радиометра высокой чувствительности позволяет сделать вывод о возможности обнаружения средствами радиометрии времени начала образования пены, о возможности оценок состояния пенного покрова, образующегося при ветровом волнении. Радиометрический метод позволяет разделить вклад пенных образований различного типа — пенных полос и шапок, с одной стороны, и крупных скоплений, полей пены, с другой. Кроме того, по данным измерений на волне 2,4 см появляется возможность оценить динамику роста, формирования и разрушения пенного покрова каждого типа, появляется возможность оценки динамических характеристик пенного покрова дистанционными методами.

В. В. Мелентьев, Ж. Д. Алибегова

ИССЛЕДОВАНИЕ СВЯЗЕЙ ХАРАКТЕРИСТИК ЖИДКИХ ОСАДКОВ С ИХ РАДИОИЗЛУЧЕНИЕМ В XVIII РЕЙСЕ НИС «АКАДЕМИК КОРОЛЕВ»

В ходе советско-американского микроволнового эксперимента САМЭКС-76 на борту НИС «Академик Королев» в соответствии с программой экспедиции были организованы наблюдения за осадками различными методами по расширенной программе. Основными задачами таких измерений являлись:

- отработка новых способов измерений жидких осадков с борта судна;

- отработка различных методик наблюдений за осадками с борта судна;

- установление связей радиоярких температур зон осадков, измеренных методами микроволновой дистанционной индикации с борта НИС «Академик Королев», самолета Ил-18, метеорологических ИСЗ, с характеристиками осадков — интенсивностью и суммой;

- получение данных о пространственной и временной структуре полей интенсивности жидких осадков, выпадающих над акваторией Тихого океана.

До недавнего времени сведения о пространственной и временной структуре полей жидких осадков, выпадающих на водную поверхность, практически отсутствовали. Единственным источником получения подобного рода сведений являлись суда погоды. Наблюдения за осадками на судах Госкомгидромета сводятся к определению сумм осадков с помощью сетевого прибора — осадкомера Третьякова без ветровой защиты, размещенного на карданном подвесе. Измерения количества осадков проводятся в сроки 00 и 12 ч (по Гринвичу), при продолжительных осадках (более 3 ч) количество осадков измеряется через каждые 3 ч. В журнал наблюдений при этом вносятся показания осадкомера, расположенного с наветренного борта судна и фиксируется вид осадков — сильные, умеренные или морось.

Указанный способ измерения осадков не дает сведений об интенсивности осадков и, кроме того, имеет ряд технических недо-

статков, главными из которых являются забрызгивание и выдувание осадков, усугубленные спецификой физико-географических условий. Так, размещенные на высоте 14 м осадкомеры Третьякова забрызгиваются морской водой. Однако наибольшее искажение показаний осадкомера связано с затеканием капель и брызг с судовых надстроек, мачт. Именно поэтому в журнал записи данных осадкомерных измерений заносятся показания прибора с наветренного борта, однако это не исключает полностью возможность попадания дополнительной влаги.

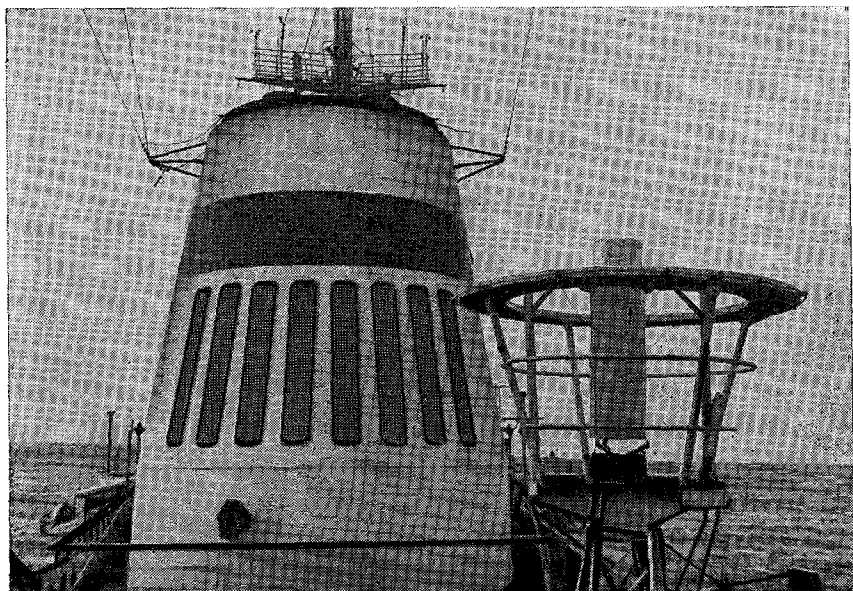


Рис. 1. Общий вид размещения плювиографа на карданном подвесе.

Другим недостатком таких измерений является выдувание осадков, попавших в осадкомер, и их испарение за промежутки времени между стандартными сроками наблюдений.

Кроме описанных измерений сумм осадков на борту НИС «Академик Королев» в течение XVIII рейса были организованы измерения сумм и интенсивностей осадков с помощью стандартного плювиографа П-2 (далее — плювиограф № 3), установленного на карданном подвесе (методика таких судовых измерений была предложена ГГО при проведении эксперимента Тропэкс-74). Однако точность и этих измерений оказалась невысокой из-за забрызгивания и в особенности затекания капель и брызг (рис. 1). Кроме того, полученные данные оказались сильно зависящими от направления и скорости ветра над океаном.

Поскольку измерения осадков производились и в дрейфе и на ходу судна, погрешность измерений в этих случаях также

различна. Точность измерений жидких осадков определяется в основном скоростью ветра в месте размещения датчика осадков. Известны методы учета скорости ветра введением соответствующей поправки на ветер. Однако принятое размещение осадкомера, pluвиографа и анемометров практически исключает введение таких

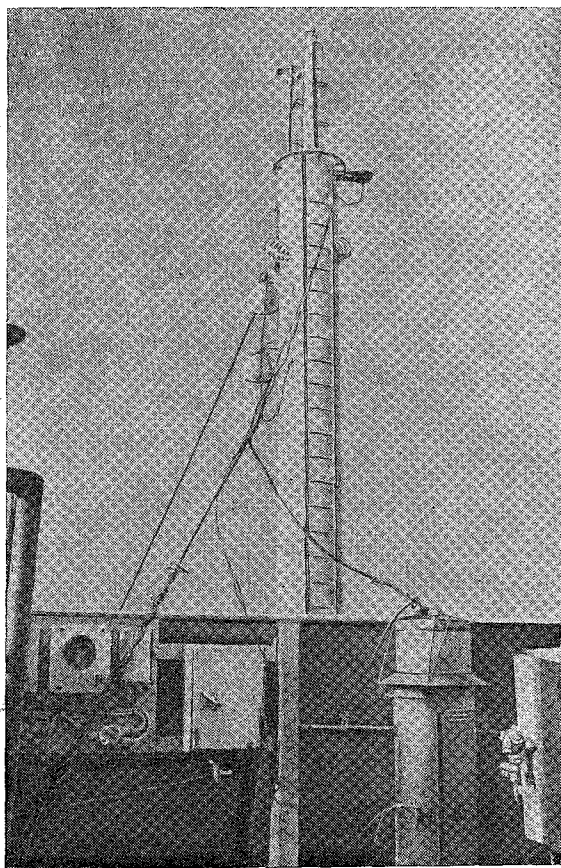


Рис. 2. Общий вид пунктов сбора и измерения осадков на правой грузовой колонке судна.

поправок, поскольку скорость ветра в месте размещения анемометров и приборов, измеряющих осадки, различна.

В XVIII рейсе НИС были организованы измерения осадков на борту судна по принципиально новой схеме с помощью дистанционно размещаемых датчиков жидких осадков (рис. 2). Для этого на грузовых колонках судна правого и левого бортов на высоте 22 м от уровня воды были размещены осадкомерные воронки с приемной поверхностью 200 см^2 . Приемные отверстия воронок были жестко установлены при спокойной воде в горизонтально

плоскости. Собранные осадки с каждой воронки подавались по резиновому шлангу, внутренний диаметр которого равнялся 8,0 см (толщина стенок 1,5 см), на регистрирующий узел плювиографов, жестко размещенных на пеленгаторном мостике по правому и левому бортам судна.

Длина каждого шланга (минимально возможная) равнялась 10,5 м. Для регистрации скорости ветра на уровне приемных воронок на каждой колонке установлены анемометры М-92, регистрирующие счетчики которых были размещены в метеолaborатории судна.

Кроме того, в рейсе были организованы измерения характеристик осадков с помощью дистанционного электронного дождемера, разработанного в ГГО. Принцип работы данного дождемера заключается в сборе осадков с помощью осадкомерной воронки, передаче осадков в размещенный вблизи воронки калиброванный объем и выработке электрического импульса при заполнении водой единичного калиброванного объема. Далее счетные импульсы по проводам передавались на счетчик, помещенный в метеорологической лаборатории. Конструкция этого дождемера испытывалась в морских условиях впервые и результаты испытаний ограничались обработкой различных блоков и узлов прибора, отработкой схем защиты от радиопомех и подтверждением перспективности предложенного метода.

Для наблюдения за осадками по рассмотренной программе была предложена следующая методика. При кратковременных осадках измерялись средние за дождь скорости направления ветра. При продолжительных осадках (>1 ч) средняя скорость и направление ветра измерялись через каждый час. Дополнительно счетчики анемометров включались при резкой смене интенсивности осадков. При наблюдении за ветром и осадками использовались приборы и установки, расположенные с наветренного борта судна. Результаты заносились в таблицу. Поскольку при наблюдениях за осадками стандартными методами возможно попадание в измерительный сосуд соли, в табл. 1 в графе «Примечания» отмечались такие случаи.

Приборы, расположенные с подветренного борта, давали неправильные показания. Так, датчик анемометра, расположенный на грузовой колонке, в случае подветренного борта сказывался в зоне «ветрового затенения», а в приемную воронку плювиографа сдувалась вода с площадки, на которой крепилась эта воронка, а также с самой колонки. Плювиограф 3, расположенный на карданном подвесе, находился на правом борту судна, и в случае, когда этот борт был подветренным, в приемную поверхность плювиографа также сдувалась вода с трубы судна и с антенной колонки радиолокационной станции.

Для непрерывной регистрации количества и интенсивности выпадающих осадков были использованы плювиографы П-2. Приемная поверхность плювиографа, установленного на карданном подвесе, равна 500 м^2 , одно деление ленты при этой приемной

Дата 1976 г.	Время по Гринвичу		Интенсивность, мм/мин			Суммарное количество осадков, мм					Время сбора осадков по осадк. мере	
	ст ч мин	до ч мин	I_1	I_2	I_3	Σ_1	Σ_2	Σ_3	Σ_4	Σ_5	от ч мин	до ч мин
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
12 VIII	03 17	03 20	0	0	0	0	0	0	0,1	0,1		
13 VIII	15 01	15 05	0	0	0	0	0	0	0,1	0,1		
14 VIII	11 00	11 05	0,10	0,10	0,02	0,50	0,50	0,10	0,0	0		
	15 02	15 06	0	0,02	0,07	0	0,10	0,28	0	0		
	21 22	21 30	0,20	0,25	0,15	1,60	2,00	1,20	1,30	1,90		
	22 10	22 15	0,02	0,02	0,02	0,12	0,12	0,10	0	0		
	23 20	23 25	0,02	0,05	0,03	0,12	0,25	0,15	0,10	0,10		
16 VIII	22 20	22 25	0	0,25	0,02	0	1,25	0,10	0,10	0,10		
17 VIII	00 45	00 50	0	0,02	0	0	0,12	0	0,10	0,10		
	04 45	04 50	0,07	0,05	0,03	0,37	0,25	0,15	0	0		
	05 30	05 37	0,03	0,14	0,02	0,25	1,0	0,18	0,10	0,10		
	20 23	20 25	0	0	0	0	0	0	0,10	0,10		
	22 55	23 01	0	0	0	0	0	0	0	0		
20 VIII	18 42	18 45	0	0	0	0	0	0	0,10	0,10		
22 VIII	00 00	00 10	0,37	0,30	0	3,75	3,00	0	3,00	1,80		
	04 00	04 10	0,10	0,10	0,04	1,00	1,00	0,40	1,00	1,00		
	05 18	05 25	0	0	0	0	0	0	0	0		
	08 45	08 52	0	0	0	0	0	0	0	0		
	09 20	09 28	0	0	0	0	0	0	0,10	0,10		
	09 50	09 55	0,02	0,05	0,02	0,12	0,25	0,10	0,30	0,10		
	17 25	17 27	0,25	0,17	0,10	0,50	0,35	0,20	0,10	0,30		
23 VIII	04 30	04 32	0	0	0	0	0	0	0	0		
	07 58	08 03	0	0	0	0	0	0	0,10	0,10		
26 VIII	10 30	12 15	0	0,01	0	0	0,50	0	0,20	0,30		
27 VIII	15 00	16 30	0,01	—	0,01	0,75	—	0,70	—	—		
	16 30	17 35	0	—	0,01	0	—	0,10	—	—		
	17 35	18 20	0,02	—	0,01	0,75	—	0,70	—	—		
	18 20	18 50	0,08	—	0,10	2,50	—	3,20	—	—		
27 VIII	19 15	20 15	0,01	—	0,01	0,50	—	0,90	—	—		
	20 15	20 25	0,06	—	0,11	0,62	—	0,10	—	—		
	20 25	22 00	0,0	—	0,01	0,25	—	0,40	2,80	8,00	18 00	00 00
	22 00	22 40	0	—	0	0	—	0	—	—		
	22 40	23 45	0	—	0,01	0	—	0,20	—	—		
28 VIII	22 10	22 50	0	0	0,01	0	0,30	0,12	—	—		
	22 50	00 00	0,02	0,01	0,01	1,25	1,00	0,80	1,50	0,80	22 00	00 00
29 VIII	00 00	02 00	0,01	0,01	0,01	1,00	0,90	1,00	—	—		
	02 00	03 00	0,02	0,02	0,01	1,00	0,70	0,6	—	—		
	03 00	03 30	0,02	0,02	0,02	0,75	0,50	0,75	3,10	0,70	00 00	03 30
	03 30	05 00	0,03	0,03	0,02	3,00	2,00	1,50	—	—		
	05 00	06 00	0,02	0,02	0,02	1,25	1,00	0	—	—		
	06 00	06 40	0	0	0,01	0	0,30	0	0	1,90	03 30	06 40
31 VIII	01 30	01 50	0	0	0	0	0	0	0,10	0,10	01 30	01 50
	02 05	02 07	0	0	0	0	0	0	0,10	0,10	02 05	02 07

Таблица 1

Скорость ветра по М-92 ГГО, м/с				Скорость ветра по М-92 НИС, м/с				Направление ветра, ° КИВ НИС				Курсограф		Примечание
левый		правый		левый		правый		левый		правый		курс судна, °	скорость, уз.	
наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная			
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25			
—	—	—	—	15,2	—	15,2	—	90	—	90	—	90	14,0	
13,1	—	12,8	—	15,6	—	15,6	—	80	—	90	—	90	14,0	
—	—	—	—	12,0	—	13,0	—	—	—	70	—	90	14,0	
9,5	—	9,4	—	17,0	—	17,0	—	—	—	90	—	90	14,0	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
15,0	—	15,2	—	17,0	—	17,0	—	—	—	90	—	90	14,0	
—	10,0	—	10,9	—	10,1	—	10,4	—	70	—	70	0	0	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	10,1	—	10,4	—	10,7	—	10,9	—	70	—	70	0	0	1
9,6	—	9,6	—	9,7	—	9,3	—	60	—	60	—	90	15,0	1
—	—	—	9,9	—	—	—	9,0	—	60	—	60	0	0	1
9,2	—	9,0	—	8,4	—	8,7	—	70	—	70	—	320	14,5	
—	4,0	—	7,0	—	7,0	—	7,7	—	70	—	70	0	0	
10,9	—	10,8	—	8,5	—	9,6	—	70	—	70	—	320	14,0	
9,8	—	10,5	—	8,1	—	9,6	—	60	—	60	—	320	14,5	
8,1	—	8,3	—	—	—	7	—	—	—	70	—	320	14,5	
8,0	—	8,4	—	—	—	7,8	—	—	—	60	—	320	14,5	
7,2	—	8,0	—	—	—	7,9	—	—	—	40	—	320	14,5	
7,9	—	7,9	—	—	—	6,6	—	—	—	60	—	320	14,5	
7,9	—	7,2	—	—	—	6,6	—	—	—	50	—	320	14,5	
8,5	—	8,9	—	—	—	8,1	—	—	—	70	—	320	14,5	
—	3,4	—	3,7	—	4,4	—	4,6	—	290	—	290	0	0	1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
11,8	—	11,1	—	10,7	—	—	—	160	—	—	—	—	—	
11,5	—	11,8	—	10,5	—	—	—	160	—	—	—	290	15,0	
11,5	—	11,7	—	10,8	—	—	—	160	—	—	—	290	15,0	
—	—	—	—	11,7	—	—	—	170	—	—	—	290	15,0	
11,8	—	11,1	—	10,2	—	—	—	170	—	—	—	290	15,0	
16,2	—	12,9	—	10,2	—	—	—	210	—	—	—	290	15,0	
16,5	—	15,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	290	15,0	
—	8,0	—	5,2	—	7,4	—	7,1	—	120	—	120	0	0	1
—	6,5	—	7,5	—	6,0	—	5,7	—	110	—	110	0	0	1
—	—	—	—	—	5,3	—	5,6	—	100	—	100	0	0	1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	0	1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	0	1
—	8,9	—	8,5	—	7,4	—	7,9	—	60	—	60	0	0	1
—	10,7	—	8,3	—	8,0	—	7,9	—	60	—	60	150	0	
—	10,9	—	9,3	—	8,1	—	7,0	—	60	—	60	150	0	
—	11,2	—	8,9	—	8,3	—	8,0	—	250	—	250	160	0	
—	11,1	—	8,6	—	9,0	—	8,0	—	250	—	250	160	0	

Дата 1976 г.	Время по Гринвичу		Интенсивность, мм/мин			Суммарное количество осадков, мм					Время сбора осадков по осадкомеру	
	от ч мин	до ч мин	I_1	I_2	I_3	Σ_1	Σ_2	Σ_3	Σ_4	Σ_5	ст ч мин	до ч мин
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2 IX	16 30	18 28	0	0	0	0	0	0	0	0,20	16 30	18 28
8 IX	00 25	00 55	0	0	0	0	0	0	0	—		
9 IX	00 55	01 10	0	0,02	0,02	0	0,25	0,25	0,10	0,30	00 25	01 10
	07 15	07 40	0	0	0	0	0	0	—	—		
	07 40	09 40	0,01	0,01	0,01	0	0,50	0,10	—	—		
	09 40	10 40	0,01	0,01	0,01	0,50	0,75	0,50	—	—		
	10 40	13 00	0,01	0,01	0,01	0,60	1,25	0,90	0,10	2,00	0 00	12 00
	13 00	14 40	0,01	0,02	0,01	0,75	2,00	1,10	—	—		
	14 40	15 10	0,01	0,01	0,01	0	0,25	0,40	—	—		
	15 10	18 40	0,01	0,01	0,01	1,25	2,50	2,00	0,10	7,50		
	18 40	21 40	0,01	0,01	0,01	0,50	0,50	1,40	—	—	12 00	21 40
	21 40	23 00	0	0	0	0	0	0,40	0	0		
10 IX	23 00	01 40	0,01	0,01	0,01	0,25	0,50	0,60	0	0		
	01 40	04 00	0	0	0,01	0	0	0,10	0	0		
12 IX	07 30	08 10	0	0	0	0	0	0,20	—	—		
	08 10	10 35	0,01	0,01	0,01	1,50	1,50	2,10	—	—		
	10 35	11 00	0,03	0	0,02	0,75	0	0,50	—	—		
	11 00	13 00	0,02	0,01	0,03	2,50	1,25	3,20	—	—		
	13 00	14 00	0,02	0,02	0,02	1,00	1,50	1,20	—	—		
	14 00	15 00	0,01	0,02	0,02	0,88	1,37	1,20	—	—		
	15 00	16 20	0,01	0,01	0,02	0,50	0,88	1,20	—	—		
	16 20	17 00	0,02	0,04	0,03	0,75	1,60	1,20	—	—		
	17 00	19 30	0,01	0,01	0,01	0,50	0,80	1,20	3,60	8,00	16 00	18 00
	19 30	22 30	0,01	0,01	0,01	0,75	0,75	1,50	—	—		
	22 30	00 00	0,01	0	0,01	0,25	0	0,90	0,20	2,50	18 00	20 00
13 IX	00 00	04 00	0	0,01	0,01	0	0,12	0,35	6,00	14,00	20 00	00 00
15 IX	21 15	21 45	0	0	0,01	0	0	0,35	—	—		
	21 45	22 00	0	0,02	0	0	0,25	0	0,60	0,10	21 00	22 00
	22 00	22 20	0	0	0,01	0	0	0,10	0,10	0,10	22 00	22 30
	22 20	02 00	0	0,01	0,01	0	0,50	0,10	—	—		
	04 50	05 00	0	0	0,02	0	0	0,20	—	—		
	05 00	06 30	0,01	0,01	0,01	1,12	0,50	1,30	—	—		
	06 30	06 50	0,02	0,03	0,01	0,37	0,05	0,20	—	—		
	06 50	07 15	0,01	0,01	0,01	0,25	0,25	0,15	2,10	1,70	04 50	07 20
	07 15	10 10	0	0	0,01	0	0	0,15	—	—		
	01 55	02 30	0	0	0,01	0	0	0,20	—	—		
17 IX	02 30	03 30	0,01	0,01	0,01	0,50	0,50	0,25	0,20	0,50	02 00	03 30
19 IX	10 20	14 00	0,03	0,03	0,02	6,50	6,25	5,20	2,10	1,70	10 20	12 00
	14 00	17 40	0,02	0,02	0,02	5,00	5,25	4,40	—	—		
	17 40	20 20	0	0	0,01	0	0	0,70	9,10	5,50	12 00	21 00
	20 20	22 20	0,01	0	0,01	0,23	0	1,10	—	—		
20 IX	22 20	00 50	0,02	0,02	0,03	3,00	3,50	4,00	1,80	0,70	21 00	23 30
	00 50	01 35	0	0	0,01	0	0	0,60	—	—		
	01 35	03 00	0,01	0,01	0,02	1,38	1,25	1,17	3,90	1,20	23 30	00 00
	03 00	03 30	0	0	0,01	0	0	0,15	—	—		
	03 30	04 00	0,04	0,04	0,05	1,25	1,25	1,60	—	—		
	04 00	05 20	0,02	0,02	0,04	1,50	2,00	3,60	—	—		

Скорость ветра по М-92 ГГО, м/с				Скорость ветра по М-92 НИС, м/с				Направление ветра, ° КИВ НИС				Курсограф		Примечание
левый		правый		левый		правый		левый		правый		курс судна, °	скорость, уз.	
наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная			
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25			
—	4,0	—	4,3	—	3,8	—	4,2	—	170	—	170	260	0	
—	6,1	—	6,3	—	5,6	—	5,7	—	210	—	210	280	0	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	280	0	
—	10,9	—	9,2	—	7,8	—	6,3	—	210	—	210	290	0	
—	12,1	—	9,4	—	8,8	—	8,0	—	270	—	270	270	0	
—	12,3	—	9,8	—	9,5	—	8,2	—	270	—	270	270	0	
—	14,0	—	11,6	—	10,6	—	9,4	—	270	—	270	270	0	
—	14,4	—	11,3	—	11,5	—	9,0	—	270	—	270	280	0	
—	13,1	—	11,4	—	10,9	—	6,4	—	270	—	270	280	0	
—	14,3	—	12,7	—	11,9	—	6,3	—	270	—	270	280	0	
—	18,2	—	16,2	—	14,9	—	10,9	—	270	—	270	290	0	
—	18,2	—	16,2	—	14,7	—	10,9	—	270	—	270	300	0	
—	17,7	—	14,5	—	18,8	—	9,8	—	270	—	270	200	0	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	7,6	—	5,1	—	4,8	—	5,0	—	140	—	140	250	0	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	250	0	
—	7,5	—	6,5	—	6,0	—	6,2	—	130	—	—	250	0	
—	9,5	—	7,6	—	6,8	—	6,8	—	130	—	—	230	—	
—	11,7	—	10,2	—	9,0	—	7,5	—	110	—	—	190	0	
—	13,5	—	11,1	—	11,7	—	—	—	110	—	—	190	0	
—	14,2	—	12,5	—	11,6	—	—	—	110	—	—	190	0	
—	12,0	—	10,7	—	11,5	—	7,0	—	110	—	—	190	0	
—	12,4	—	10,9	—	10,4	—	7,4	—	100	—	—	190	0	
—	18,7	—	15,2	—	14,0	—	12,8	—	60	—	—	150	0	
—	26,8	—	21,9	—	20,0	—	18,1	—	20	—	—	110	0	
—	—	—	—	—	20,0	—	—	—	10	—	—	110	0	
5,8	—	3,6	—	7,1	—	5,8	—	200	—	200	—	90	14,0	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	90	14,0	
5,9	—	4,1	—	6,8	—	5,6	—	—	—	190	—	90	14,0	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	90	14,0	
—	10,9	—	9,5	—	9,6	—	9,4	—	280	—	—	180	0	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
1,2	—	2,9	—	3,6	—	3,6	—	—	—	250	—	90	14,5	
9,6	—	8,5	—	7,9	—	3,0	—	300	—	—	—	90	14,5	
—	—	—	—	7,2	—	—	—	330	—	—	—	90	14,5	
—	5,0	—	4,9	—	4,8	—	4,6	—	—	—	76	330	0	
—	12,1	—	10,0	—	10,5	—	9,6	—	—	—	360	270	0	
—	17,0	—	13,6	—	13,6	—	6,4	—	340	—	—	70	0	
18,6	—	14,3	—	14,9	—	12,8	—	10	—	—	—	100	14,0	
10,4	—	9,8	—	10,4	—	—	—	20	—	—	—	100	12,0	
—	10,7	—	9,5	—	—	—	—	—	—	—	—	300	0	
—	12,7	—	11,0	—	—	—	10,3	—	—	—	140	40	0	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	10,6	—	—	—	130	—	—	

Дата 1976 г.	Время по Гринвичу		Интенсивность, мм/мин			Суммарное количество осадков, мм					Время сбора осадков по осадкомеру	
	ст ч мин	до ч мин	I_1	I_2	I_3	Σ_1	Σ_2	Σ_3	Σ_4	Σ_5	от ч мин	до ч мин
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
20 IX	05 20	06 10	0,01	0	0,01	0,50	0	0,10	6,60	2,90	00 00	07 40
	06 10	07 40	0	0,01	0	0	0,37	0	—	—		
	07 40	09 10	0	0	0,01	0	0	0,30	—	—		
	09 10	11 00	0,01	0,01	0,01	0,25	0,25	1,15	1,20	1,70	07 40	12 00
	11 00	13 00	0,02	0,02	0,01	2,25	2,25	1,25	—	—		
	13 00	15 00	0,03	0,04	0,04	3,35	5,00	5,00	—	—		
	15 00	16 00	0,02	0,02	0,01	1,50	1,50	0,60	—	—		
	16 00	16 50	0,02	0,01	0,02	0,75	0,57	0,90	—	—		
	16 50	17 30	0,05	0,06	0,03	2,00	2,62	1,80	—	—		
	17 30	18 20	0,02	0	0,01	0,75	0	0,70	—	—		
	18 20	20 10	0,01	0,01	0,02	0,40	1,50	2,70	10,30	6,80	12 00	19 00
	20 10	21 10	0,01	0	0,01	0,20	0	0,10	0,10	0,10	19 00	20 00
21 IX	21 10	21 55	0,01	0,01	0,02	0,37	0,50	1,10	—	—		
	00 50	01 10	0,09	0,08	0	1,75	1,62	0	—	—		
	01 10	01 45	0,08	0,01	0	1,00	0,50	0	—	—		
	01 45	02 20	0,08	0,06	0	2,75	2,00	0	—	—		
	02 20	03 30	0,02	0,02	0,04	1,25	1,12	3,00	10,0	1,5	00 50	03 00
	03 30	04 00	0,01	0,01	0,02	0,25	0,50	0,65	—	—		
	04 00	05 00	0,01	0,01	0,02	0,25	0,40	1,30	—	—		
	05 00	06 00	0,01	0,01	0,01	0,50	0,38	0,80	—	—		
	06 00	07 00	0,02	0,03	0,04	1,50	1,60	2,50	—	—		
	07 00	08 00	0,01	0,01	0,01	0,25	0,25	0,30	2,0	0,6	03 00	08 00
23 IX	04 00	04 30	0	0	0,01	0	0	0,30	0	0		
	04 30	05 30	0,01	0,01	0,01	0,50	0,50	0,50	0	0		
	05 30	06 00	0,05	0,04	0,05	1,38	1,45	1,40	2,10	0,30	04 00	06 00
	06 30	07 10	0	0	0	0	0	0	0	0		
	10 50	12 00	0,01	0,01	0,01	0,10	0,25	0,30	0	0		
	12 00	12 30	0	0	0,01	0	0	0,10	0	0	06 00	12 30
	02 15	03 30	0,02	0,03	0,02	1,50	2,60	1,40	0,10	3,20	02 15	03 30
3 X	05 50	06 50	0,01	0,01	0,01	0,25	0,62	0,30	0,30	0,70		
	06 50	09 00	0,01	0,01	0,02	2,00	1,75	2,40	2,30	1,20		
	09 10	09 20	0,05	0,05	0,02	0,50	0,50	0,20	0,10	0,10	06 00	09 00
4 X	17 00	17 30	0,02	0,03	0,01	0,50	0,87	0,30	—	—		
	17 30	19 00	0,01	0,01	0,01	0,50	0,87	0,65	0,50	1,00	17 00	19 00
	19 00	20 30	0,02	0,02	0,02	1,50	1,75	1,45	—	—		
	20 30	21 10	0	0	0,01	0	0	0,05	2,10	2,10	19 00	21 00
	21 10	21 40	0,02	0,02	0,03	0,75	0,62	0,80	—	—		
	21 40	22 30	0	0,01	0,01	0	0,10	0,30	1,40	0,10	21 00	22 30
	16 30	17 00	0	0	0,01	0	0	0,10	—	—		
6 X	17 00	19 00	0	0	0,01	0	0	0,40	—	—		
	19 35	21 00	0	0	0,01	0	0	0,75	0,20	0,20	16 30	21 00
	22 40	23 10	0	0	0,01	0	0	0,30	—	—		
10 X	00 10	01 00	0	0	0,01	0	0	0,30	0,10	0,10	22 40	01 00
11 X	01 00	01 50	0	0	0,02	0	0	1,20	—	—		
	01 50	02 10	0	0	0,01	0	0	0,20	0,10	1,70	01 00	02 00
	02 35	02 55	0	0	0,04	0	0	0,80	—	—		
	02 55	03 30	0	0	0,07	0	0	2,45	0,10	2,30	02 00	03 00

Скорость ветра по М-92 ГГО, м/с				Скорость ветра по М-92 НИС, м/с				Направление ветра, ° КИВ НИС				Курсграф		Примечание
левый		правый		левый		правый		левый		правый		курс судна, °	скорость, уз.	
наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная			
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	4,5	—	—	—	180	—	90	13,0	—
—	9,2	—	4,2	—	6,8	—	—	—	280	—	—	40	0	—
4,1	—	3,5	—	4,6	—	3,0	—	310	—	—	—	90	14,0	—
5,8	—	5,4	—	4,8	—	—	—	310	—	—	—	90	14,0	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
14,9	—	16,1	—	16,8	—	16,2	—	310	—	—	—	90	10,0	—
19,8	—	20,4	—	21,6	—	20,6	—	—	—	100	—	90	12,0	—
—	—	—	—	21,7	—	—	—	—	—	100	—	90	12,0	—
—	12,4	—	13,0	—	—	—	11,6	—	—	—	110	0	0	1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	12,4	—	12,0	—	—	—	11,4	—	—	—	110	0	0	1
—	14,0	—	12,9	—	12,6	—	11,8	—	130	—	—	240	0	—
16,3	—	16,4	—	18,9	—	18,0	—	—	—	110	—	240	0	—
17,6	—	19,5	—	17,6	—	19,1	—	—	—	120	—	190	9,0	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13,0	—
15,5	—	16,9	—	17,8	—	16,8	—	—	—	120	—	100	14,0	—
14,8	—	15,7	—	16,7	—	16,2	—	—	—	120	—	100	14,0	—
14,6	—	15,3	—	17,3	—	16,0	—	—	—	110	—	100	14,5	—
14,2	—	15,6	—	14,5	—	15,5	—	—	—	110	—	100	14,5	2
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	14,5	—
13,4	—	15,0	—	13,8	—	14,6	—	—	—	120	—	100	14,5	—
13,0	—	13,1	—	12,2	—	12,8	—	210	—	—	—	260	15,0	—
9,5	—	9,5	—	11,0	—	10,6	—	240	—	—	—	230	14,0	—
9,2	—	9,0	—	10,4	—	10,4	—	270	—	270	—	270	15,0	—
7,8	—	6,5	—	7,3	—	—	—	260	—	—	—	270	15,0	—
12,4	—	12,8	—	13,5	—	—	—	240	—	—	—	270	12,0	—
7,4	—	7,7	—	6,0	—	—	—	320	—	—	—	270	14,0	—
4,7	—	4,7	—	6,0	—	—	—	270	—	270	—	270	14,0	—
6,0	—	5,9	—	—	—	5,5	—	—	—	290	—	270	14,0	—
10,0	—	10,8	—	—	—	11,5	—	—	—	280	—	270	14,0	—
12,6	—	12,0	—	—	—	12,2	—	—	—	300	—	270	14,0	—
19,0	—	19,4	—	18,5	—	—	—	220	—	—	—	270	13,5	—
20,1	—	17,0	—	17,2	—	—	—	220	—	—	—	270	13,5	—
20,2	—	20,1	—	20,0	—	—	—	230	—	—	—	270	12,5	4
17,0	—	13,3	—	13,8	—	—	—	180	—	—	—	260	14,0	—
—	—	—	—	—	17,2	—	—	—	140	—	—	250	0	—
20,3	—	9,3	—	15,3	—	—	—	170	—	—	—	270	13,5	—
23,1	—	18,0	—	17,6	—	—	—	170	—	—	—	270	13,5	—
24,3	—	17,9	—	20,4	—	—	—	180	—	—	—	270	13,0	—
23,5	—	16,4	—	19,4	—	—	—	180	—	—	—	270	13,0	—

Дата 1976 г.	Время по Гринвичу		Интенсивность, мм/мин			Суммарное количество осадков, мм					Время сбора осадков по осадкомеру	
	от ч мин	до ч мин	I_1	I_2	I_3	Σ_1	Σ_2	Σ_3	Σ_4	Σ_5	ст ч мин	до ч мин
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
11 X	04 20	04 40	0	0	0,02	0	0	0,40	0,20	0,30	03 00	04 40
	05 20	05 30	0	0	0,03	0	0	0,30	0	0,20	04 40	05 30
13 X	09 50	10 00	—	—	0,02	—	—	0,20	0	0	09 50	10 00
	11 10	11 30	—	—	0,06	—	—	1,20	1,50	9,6	11 10	11 30
	15 55	16 01	—	—	0	—	—	0	0	0	15 55	16 01
15 X	03 50	05 20	—	—	0,02	—	—	2,00	—	—		
	05 20	06 10	—	—	0,02	—	—	0,80	—	—		
	06 10	07 00	—	—	0,03	—	—	1,30	—	—		
	07 00	08 00	—	—	0,04	—	—	2,20	—	—		
	08 00	09 00	—	—	0,08	—	—	4,80	—	—		
	09 00	09 25	—	—	0,06	—	—	1,40	—	—		
	09 25	10 00	—	—	0,03	—	—	1,20	—	—		
	10 00	11 00	—	—	0,01	—	—	0,80	—	—		
	11 00	12 00	—	—	0,02	—	—	1,40	6,3	16,4	03 50	12 00
	12 00	12 30	—	—	0,02	—	—	0,70	—	—		
	12 30	12 40	—	—	0,04	—	—	0,40	—	—		
	12 40	13 10	—	—	0,04	—	—	1,10	—	—		
	13 10	13 35	—	—	0,02	—	—	0,40	—	—		
	14 30	14 14	—	—	0,01	—	—	0,10	—	—		
	16 10	18 00	—	—	0,01	—	—	0,30	—	—		
20 X	21 00	22 00	—	0	0,01	—	0	0,20	—	—		
	22 00	22 50	—	0	0,02	—	0	0,80	—	—		
	22 50	23 30	—	0	0,01	—	0	0,20	—	—		
	23 30	23 59	—	0,02	0,03	—	0,50	1,00	2,7	0,3	21 00	00 00
21 X	00 00	00 40	—	0,02	0,06	—	1,00	2,60	—	—		
	00 40	01 00	—	0,06	0,07	—	1,25	1,40	—	—		
	01 40	02 40	—	0	0,01	—	0	0,30	—	—		
	04 00	05 00	—	0	0,01	—	0	0,10	6,2	0,3	00 00	05 00
24 X	09 30	10 00	—	0,01	—	—	0,13	—	—	—		
	10 00	11 00	—	0,01	—	—	0,50	—	—	—		
	11 00	12 00	—	0,01	—	—	0,75	—	0,70	3,80	09 30	12 00
	12 00	13 00	—	0,01	—	—	0,50	—	—	—		
	13 00	14 00	—	0,01	—	—	1,00	—	—	—		
	14 00	15 00	—	0,01	—	—	0,50	—	—	—		
	15 00	16 00	—	0,01	—	—	0,75	—	1,00	5,00	12 00	15 00
	16 00	17 00	—	0,02	—	—	1,25	—	—	—		
	17 00	18 00	—	0,03	—	—	1,75	—	—	—		
	18 00	18 30	—	0,03	—	—	1,00	—	1,90	9,80	15 00	18 00
24 X	18 30	19 00	—	0,03	—	—	1,75	—	—	—		
	19 00	20 00	—	0,07	—	—	4,25	—	—	—		
	20 00	21 00	—	0,04	—	—	2,25	—	4,2	9,5	18 00	21 00
27 X	06 15	06 30	—	0	0,02	—	0	0,30	—	—		
	06 30	07 00	—	0,03	0,01	—	1,00	0,40	—	—		
	07 00	07 20	—	0,01	0,01	—	0,25	0,10	—	—		
	07 20	07 40	—	0,03	0,03	—	0,50	0,70	—	—		
	07 40	08 30	—	0,01	0,01	—	0,01	0,10	0,60	1,30	06 15	00 00

Скорость ветра по М-92 ГГО, м/с				Скорость ветра по М-92 НИС, м/с				Направление ветра, ° КИВ НИС				Курсограф		Примечание
левый		правый		левый		правый		левый		правый		курс судна, °	скорость, уз.	
наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная			
24,6	—	19,5	—	19,4	—	—	—	190	—	—	—	290	12,0	5
20,3	—	17,6	—	17,6	—	—	—	210	—	—	—	290	12,0	
15,5	—	15,8	—	—	—	18,0	—	—	—	340	—	340	14,0	
12,8	—	12,6	—	13,6	—	—	—	320	—	—	—	340	14,0	
—	10,3	—	9,6	—	6,9	—	—	—	270	—	—	360	0	
—	14,1	—	9,9	—	9,6	—	—	—	135	—	—	240	0	
—	11,8	—	8,8	—	8,8	—	—	—	120	—	—	250	0	
—	11,2	—	8,4	—	8,3	—	—	—	105	—	—	235	0	
—	10,2	—	8,4	—	8,3	—	—	—	90	—	—	235	0	
—	10,7	—	8,1	—	8,2	—	—	—	80	—	—	220	0	
—	12,0	—	9,8	—	9,5	—	—	—	80	—	—	220	0	
14,9	—	13,6	—	13,8	—	—	—	80	—	—	—	130	8,0	
15,7	—	14,1	—	13,4	—	—	—	85	—	—	—	130	8,0	
14,1	—	—	—	18,5	—	—	—	55	—	—	—	145	4,0	
—	16,4	—	13,3	—	12,1	—	—	—	30	—	—	150	0	
—	16,4	—	13,2	—	12,1	—	—	—	30	—	—	150	0	
—	18,8	—	13,4	—	13,2	—	—	—	30	—	—	150	0	
—	17,6	—	12,7	—	12,4	—	—	—	30	—	—	160	0	
—	20,8	—	—	—	15,1	—	—	—	10	—	—	120	0	
—	14,2	—	9,8	—	10,0	—	—	—	340	—	—	110	0	
—	18,1	—	15,0	—	13,8	—	—	—	130	—	—	225	0	
—	19,4	—	15,5	—	14,5	—	—	—	130	—	—	230	0	
—	20,4	—	15,7	—	15,5	—	—	—	130	—	—	230	0	
—	20,7	—	18,2	—	—	—	15,1	—	—	—	120	30	0	
—	20,2	—	17,3	—	—	—	17,5	—	—	—	120	30	0	
—	22,0	—	20,5	—	—	—	18,1	—	—	—	130	40	0	
—	19,9	—	17,2	—	—	—	17,2	—	—	—	140	50	0	
—	16,7	—	14,0	—	—	—	14,3	—	—	—	140	50	0	
—	19,9	—	16,0	—	15,0	—	—	—	—	—	—	220	0	
—	21,0	—	16,9	—	16,0	—	—	—	130	—	—	220	0	
—	16,4	—	13,1	—	12,7	—	—	—	135	—	—	235	0	
—	17,5	—	13,5	—	13,2	—	—	—	140	—	—	235	0	
—	15,5	—	13,5	—	15,5	—	—	—	140	—	—	220	0	
—	15,9	—	12,6	—	12,3	—	—	—	140	—	—	230	0	
—	14,4	—	11,6	—	10,9	—	—	—	135	—	—	230	0	
—	13,7	—	10,9	—	10,4	—	—	—	130	—	—	225	0	
—	11,1	—	9,0	—	8,7	—	—	—	140	—	—	230	0	
—	11,3	—	9,4	—	8,9	—	—	—	150	—	—	240	0	
—	11,5	—	10,0	—	9,5	—	—	—	150	—	—	230	0	
—	9,0	—	8,5	—	7,8	—	—	—	140	—	—	235	0	
—	8,8	—	7,9	—	7,4	—	—	—	140	—	—	230	0	
13,9	—	12,8	—	12,5	—	—	—	220	—	—	—	240	12,0	
18,9	—	16,3	—	15,6	—	—	—	220	—	—	—	220	12,0	
18,9	—	16,3	—	15,6	—	—	—	220	—	—	—	220	12,0	
18,7	—	16,4	—	15,7	—	—	—	220	—	—	—	220	12,0	
13,2	—	12,0	—	14,4	—	—	—	220	—	—	—	220	12,0	

Дата 1976 г.	Время по Гринвичу		Интенсивность, мм/мин			Суммарное количество осадков, мм					Время сбора осадков по осадкомеру	
	ст ч мин	до ч мин	I_1	I_2	I_3	Σ_1	Σ_2	Σ_3	Σ_4	Σ_5	от ч мин	до ч мин
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
28 X	12 40	13 10	—	—	0,02	—	—	0,60	—	—		
	13 10	14 30	—	—	0,01	—	—	0,30	—	—		
	14 30	15 40	—	—	0,01	—	—	0,70	0,10	0,90	12 40	15 00
	15 40	16 40	—	—	0,01	—	—	0,20	—	—		
	16 40	18 00	—	—	0,01	—	—	1,10	0,10	1,90	15 00	18 00
29 X	14 15	14 55	—	0,03	0,03	—	1,00	1,20	—	—		
	14 55	16 00	—	0,01	0,01	—	0,25	0,20	0,10	1,30	14 15	16 00
31 X	08 35	08 40	—	0	0,04	—	0	0,20	—	—		
	08 40	10 00	—	0,03	0,03	—	2,25	2,30	—	—		
	10 00	11 00	—	0,02	0,02	—	1,00	1,00	—	—		
	11 00	11 55	—	0	0	—	0	0	—	—		
	11 55	12 20	—	0,04	0,05	—	1,00	1,20	0,10	1,90	08 35	12 00
4 XI	12 20	12 50	—	0	0,03	—	0	1,00	—	—		
	12 50	13 25	—	0,02	0,03	—	0,50	1,00	—	—		
	13 25	13 40	—	0	0,02	—	0	0,30	1,30	2,60	12 00	13 40
	04 05	05 05	—	0	0,01	—	0	0,80	—	—		
	05 05	05 20	—	0,02	0,01	—	0,38	0,15	1,80	0,80	04 05	05 00
	05 20	06 30	—	0,01	0,01	—	0,50	0,10	—	—		
	06 30	07 20	—	0,01	0,01	—	0,12	0,25	0,20	0,40	05 00	07 00
	07 20	08 00	—	0,01	0,01	—	0,50	0,30	—	—		
	08 00	09 00	—	0,11	0,08	—	6,50	4,60	1,80	5,30	07 00	09 00
	09 00	09 30	—	0,02	0,03	—	0,62	0,80	—	—		
	09 30	09 50	—	0,14	0,04	—	2,87	0,80	—	—		
	09 50	10 50	—	0,07	—	—	4,25	—	—	—		
	10 50	11 30	—	0,20	—	—	8,00	—	—	—		
	11 30	11 50	—	0,04	—	—	0,75	—	—	—		
	11 50	12 20	—	0	—	—	0	—	5,40	20,6	09 00	12 00
4 XI	12 20	13 00	—	0,03	—	—	1,25	—	—	—		
	13 0	13 30	—	0,02	—	—	0,50	—	—	—		
	13 30	14 00	—	0,07	—	—	2,00	—	—	—		
	14 00	14 30	—	0,05	—	—	1,75	—	—	—		
	14 30	14 40	—	0,27	—	—	2,75	—	1,40	10,1	12 00	14 40
	18 25	19 35	—	0,01	—	—	0,25	—	—	—		
	19 35	21 00	—	0,01	—	—	0,37	—	1,70	0,4	18 25	21 00
	21 00	23 00	—	0,01	—	—	0,20	—	—	—		
5 XI	23 00	00 35	—	0,01	—	—	0,20	—	0,90	0,1	21 00	00 00
	00 35	02 00	—	0,01	—	—	0,83	—	—	—		
	02 00	03 00	—	0,01	—	—	0,50	—	1,10	0,4	00 00	03 00
	03 00	05 00	—	0,01	—	—	0,87	—	0,50	0,1	03 00	04 00
	05 00	06 00	—	0,01	0,01	—	0,25	0,10	—	—		
	06 00	07 00	—	0,01	0,01	—	3,25	0,45	1,00	0,0	04 00	07 00
	07 00	08 00	—	0,01	0,01	—	0,50	0,20	—	—		
	08 00	08 00	—	0,01	0,01	—	0,25	0,30	2,00	0,2	07 00	09 00
	09 00	10 00	—	0	—	—	0	0,10	—	—		

Примечание. ¹ — левый борт подветренный; ² — плевниограф ГГО (пра-
 соль; ⁵ — 13, 14, 15 октября заменялись шланги плевниографа ГГО; ⁶ — с 20 ок-
 тет: в перо попала вода, чернила размыты; 4 ноября после 9 ч 50 мин нет записи

Скорость ветра по М-92 ГГО, м/с				Скорость ветра по М-92 НИС, м/с				Направление ветра, ° КИВ НИС				Курсограф		Примечание
левый		правый		левый		правый		левый		правый		курс судна, °	скорость, уз.	
наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная	наблюденная	истинная			
—	12,8	—	—	—	8,8	—	—	—	110	—	—	220	0	
—	15,5	—	—	—	11,3	—	—	—	110	—	—	210	0	
—	17,4	—	—	—	12,9	—	—	—	110	—	—	210	0	
—	14,2	—	—	—	19,3	—	—	—	110	—	—	205	0	
—	15,2	—	—	—	20,9	—	—	—	80	—	—	190	0	
—	10,3	—	—	—	9,1	—	—	—	190	—	—	280	0	
—	12,1	—	—	—	9,4	—	—	—	200	—	—	300	0	
15,7	—	—	—	15,8	—	—	—	150	—	—	—	190	14,0	
15,5	—	—	—	15,6	—	—	—	150	—	—	—	190	14,0	
15,7	—	—	—	16,0	—	—	—	150	—	—	—	190	14,0	
—	15,2	—	—	—	10,6	—	—	—	160	—	—	260	0	
—	14,6	—	—	—	9,8	—	—	—	150	—	—	260	0	
—	10,8	—	—	—	7,7	—	—	—	140	—	—	250	0	
—	12,8	—	—	—	9,6	—	—	—	140	—	—	250	0	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
7,0	—	—	—	6,5	—	—	—	190	—	—	—	230	15,0	
7,2	—	—	—	8,3	—	—	—	190	—	—	—	230	15,0	
7,5	—	—	—	7,9	—	—	—	145	—	—	—	180	14,0	
9,1	—	—	—	8,8	—	—	—	140	—	—	—	180	14,5	
8,8	—	—	—	7,9	—	—	—	140	—	—	—	180	15,0	
8,1	—	—	—	7,6	—	—	—	140	—	—	—	180	14,0	
12,3	—	—	—	10,6	—	—	—	100	—	—	—	180	14,0	
11,3	—	—	—	11,3	—	—	—	130	—	—	—	180	14,5	
11,9	—	—	—	11,2	—	—	—	120	—	—	—	180	14,0	
12,4	—	—	—	11,7	—	—	—	110	—	—	—	180	14,0	
6,4	—	—	—	5,3	—	—	—	160	—	—	—	240	14,5	
5,5	—	—	—	3,7	—	—	—	150	—	—	—	240	14,5	
9,3	—	—	—	7,1	—	—	—	150	—	—	—	240	15,0	
9,5	—	—	—	7,8	—	—	—	160	—	—	—	240	15,0	
10,7	—	—	—	11,7	—	—	—	180	—	—	—	240	15,0	
10,8	—	—	—	9,9	—	—	—	160	—	—	—	240	15,0	
9,7	—	—	—	9,4	—	—	—	200	—	—	—	240	15,0	
3,2	—	—	—	3,6	—	—	—	270	—	—	—	270	15,0	
—	—	5,3	—	—	—	4,9	—	—	—	360	—	270	15,0	
—	—	11,5	—	—	—	9,7	—	—	—	360	—	270	15,0	
—	—	10,1	—	—	—	8,2	—	—	—	360	—	270	15,0	
—	—	9,0	—	—	—	7,4	—	—	—	360	—	280	15,0	
—	—	9,8	—	—	—	8,2	—	—	—	355	—	250	15,0	
—	—	11,3	—	—	—	9,8	—	—	—	330	—	250	15,0	
—	—	14,3	—	—	—	14,0	—	—	—	355	—	270	13,0	
—	—	15,0	—	—	—	14,5	—	—	—	340	—	270	13,0	
—	—	15,3	—	—	—	12,7	—	—	—	340	—	240	13,0	
—	—	14,2	—	—	—	12,2	—	—	—	340	—	240	13,0	
—	—	12,5	—	—	—	11,4	—	—	—	340	—	240	13,0	

вый), затекала вода поверх шланга; ³ — очень слабая морось; ⁴ — в осадкомере
 тьября левый плевниограф не работает; за 24 октября ленты судового плевниографа
 дожда на ленте судового плевниографа: не сработал механизм слива.

площади соответствует слою воды в 0,2 мм. Приемная поверхность плювиографа, установленного на мостике, как уже упоминалось выше, равна 200 см². При такой площади одно деление ленты соответствует слою в 0,5 мм. Ленты плювиографов менялись ежедневно, обработка лент проводилась по характерным точкам.

При проведении наблюдений с дистанционно размещенными осадкомерными воронками была определена поправка на смачивание резиновой трубки. Для этого была проведена серия опытов для сухой и влажной трубки. Воду заливали определенными порциями прямо в трубку, собранная вода регистрировалась на ленте плювиографа, результаты заносились в таблицу. Поправка на смачивание воронки была определена заранее. В табл. 1 приводятся данные наблюдений за осадками, которые проводились практически в течение всей экспедиции — с 12 августа по 5 ноября 1976 г. Анализ полученных данных позволил сделать ряд практических выводов:

- имеются случаи выпадения слабых осадков, которые отмечаются по визуальным наблюдениям, но не фиксируются приборами.

- анализ полученных данных подтверждает известную для наблюдений на суше особенность плювиографных измерений осадков — занижение их количества и продолжительности по сравнению со стандартным прибором для измерения осадков на сети станций Советского Союза — осадкомером Третьякова. Как показывают данные табл. 1, разница эта формируется в основном за счет осадков малой интенсивности, при этом количество осадков малой интенсивности занижается в 1,2—1,5 раза, что хорошо согласуется с данными работ [1, 2].

- при выпадении осадков типа мороси осадки фиксируются только штатными осадкомерами судна (при этом, поскольку такие осадки выпадают при слабом ветре, показания приборов, размещенных по правому и левому борту обычно идентичны). В целом можно сделать вывод, что и при судовых измерениях наиболее чувствителен к жидким осадкам малой интенсивности осадкомер Третьякова. Правда, в ряде случаев плювиограф 3 на карданном подвесе фиксировал слабые осадки при отсутствии регистрации их другими приборами, работающими по принципу сбора осадков. Однако, видимо, это все же связано с затеканием капель, сдуваемых с трубы и надстроек судна.

- как и предполагалось при организации измерений, схема измерений с дистанционно размещенными датчиками предполагает «потери» влаги на смачивание соединительного шланга. Это приводит к тому, что осадки малой интенсивности плювиографами 1, 2 не фиксируются.

- при выпадении осадков интенсивностью около 0,01—0,02 мм/мин показания всех трех плювиографов в абсолютном большинстве случаев одинаковы. При увеличении интенсивности осадков до 0,03 мм/мин следует принимать за истинные показания плювиографов 1, 2 с учетом вектора скорости приземного ветра,

поскольку при таких осадках за счет затекания капель и брызг плувиограф 3 на карданном подвесе по нашим наблюдениям дает завышенные интенсивности осадков.

— как показывают данные табл. 1, при осадках большей интенсивности плувиографы 1 и 2 как в дрейфе судна, так и на ходу дают более высокие значения интенсивности, что может быть объяснено выдуванием осадков из плувиографа 3, размещенного на карданном подвесе. Таким образом, показания плувиографов 1 и 2, датчики которых находятся в менее искаженном ветровом потоке, оказываются наиболее репрезентативными, т. е. предложенный метод измерения жидких осадков является перспективным и имеет ряд преимуществ по сравнению ранее существовавшими.

Несмотря на отмеченные выше недостатки в измерении интенсивности осадков с борта судна, была предпринята попытка использовать полученные данные для того, чтобы получить информацию о структуре полей жидких осадков над Тихим океаном.

Как показал анализ выполненных на судне наблюдений, за время экспедиции осадки в районе исследований в основном выпадали из облаков типа St, Fr, Nb, Ns.

Отдельные сведения о размерах зон дождя были получены по данным радиолокационной съемки, проводимой при работе на южном полигоне САМЭКС, и по некоторым косвенным признакам. При этом можно сделать вывод, что в районе работ судна дожди охватывали самые различные площади и имели случайное распределение по территории.

Как видно из табл. 2, все три типа установленных на судне плувиографов показывают, что преобладающая часть продолжительности осадков в районе исследования определяется осадками малой интенсивности ($<0,03$ мм/мин), т. е. моросью и мелкокапельными обложными. На их долю приходится до 80 % и даже более суммарной продолжительности выпадающих осадков.

Осадки интенсивностью $<0,05$ мм/мин формируют более 90 % суммарной продолжительности выпадающей на водную поверхность влаги. Приблизительно такая же картина наблюдается и с распределением повторяемости различных значений интенсивности, т. е. приблизительно в 90 % случаев (и даже более) плувиографы фиксировали значения интенсивности осадков $\leq 0,05$ мм/мин, из которых около 80 % составляют значения интенсивности осадков $\leq 0,03$ мм/мин.

Распределение количества выпадающих осадков по градациям интенсивности несколько иное. Здесь уже более заметна роль крупнокапельных осадков обложного и ливневого характера. В среднем осадки интенсивностью $<0,03$ мм/мин формируют уже от 50 до 70 % суммарного за исследуемый период количества осадков, а осадки интенсивностью $<0,05$ мм/мин от 60 до 85 %.

Небезынтересно сравнить данные табл. 2 с результатами экспедиционных исследований, выполненных в Атлантике [3]. Основным выводом, который можно сделать, сравнивая равновеликие градации интенсивности, заключается в том, что по мере продвижения

Таблица 2

Прибор	Интенсивность, мм/мин														
	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06— 0,10	0,11— 0,15	0,16— 0,20	0,21— 0,25	0,26— 0,50	0,51— 0,75	0,76— 1,00	1,01— 2,00	> 2,00
Повторяемость числа случаев выпадения осадков различной интенсивности (по данным измерений в Тихом океане), %															
Левый плевниограф ГГО	58	9	18	4	1	1	5	1	<1	<1	<1	—	—	—	—
Правый плевниограф ГГО	40	14	15	7	5	4	7	3	1	1	2	1	—	—	—
Плевниограф НИС «Академик Королев»	37	16	19	8	5	2	7	3	1	<1	<1	—	—	—	—
Вклад осадков различной интенсивности в суммарную продолжительность осадков (по данным измерений в Тихом океане), %															
Левый плевниограф ГГО	60	10	20	6	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	—	—	—	—
Правый плевниограф ГГО	45	19	15	8	5	1	4	1	<1	<1	<1	<1	—	—	—
Плевниограф НИС «Академик Королев»	42	22	18	7	4	1	4	<1	<1	<1	<1	—	—	—	—
Вклад осадков различной интенсивности в суммарное количество осадков (по данным измерений в Тихом океане), %															
Левый плевниограф ГГО	10	10	39	17	3	3	11	5	1	<1	<1	—	—	—	—
Правый плевниограф ГГО	6	11	17	12	7	3	15	8	7	4	7	3	—	—	—
Плевниограф НИС «Академик Королев»	8	15	23	12	10	3	10	8	2	1	2	—	—	—	—

в океане от северных широт к тропическим и экваториальной происходит перераспределение ролей осадков различных типов (мороси, обложных и ливневых).

В частности, если в более северных широтах существенно преобладают осадки малой интенсивности и мелкокапельные обложные, то в более южных, тропических и экваториальной широтах заметно активизируется роль крупнокапельных осадков обложного и ливневого характера.

В этом отношении распределения осадков по грациям интенсивности в Тихом океане в первом приближении можно считать сравнимыми с аналогичными распределениями, полученными для умеренных (и несколько более южных, но не доходящих до тропических) широт [3].

Как уже указывалось, основной целью экспедиционных исследований НИС «Академик Королев» в эксперименте САМЭКС являлась разработка методики спутниковой дистанционной индикации характеристик поверхности океана и атмосферы (в том числе и осадков) в микроволновом диапазоне. Для выполнения поставленной задачи программой рейса предусматривалось проведение с борта судна комплексных многоканальных микроволновых измерений собственного радиоизлучения поверхности океана и атмосферы.

Выполненные микроволновые измерения на НИС «Академик Королев» показывают большую временную и пространственную неоднородность выпадения осадков. На рис. 3 в качестве образца получаемых данных приводятся результаты зенитных измерений радиоизлучения осадков на длине волны 8,5 см 21 октября 1976 г. ($\theta = 180^\circ$). Приводится антенная температура в зоне осадков за время 0 ч 09 мин — 1 ч 40 мин.

Все это время по данным 2 и 3 пювиографов выпадали осадки (пювиограф 1 неисправен). В соответствии с табл. 1 первоначально (0 ч 00 мин — 0 ч 40 мин) интенсивность дождя составляла $I_2 = 0,02$ мм/мин, $I_3 = 0,07$ мм/мин. Полагаем $I_{ист} = 0,03$ мм/мин, повышенные показания I_3 , по-видимому, связаны с забрызгиванием. Радиометрические измерения на $\lambda = 8,5$ см выполнялись с 0 ч 09 мин до 0 ч 13 мин. Далее произошло усиление дождя, от 0 ч 40 мин до 1 ч 00 мин его интенсивность составляла $I_2 = 0,06$ мм/мин, $I_3 = 0,07$ мм/мин. Время микроволновых измерений

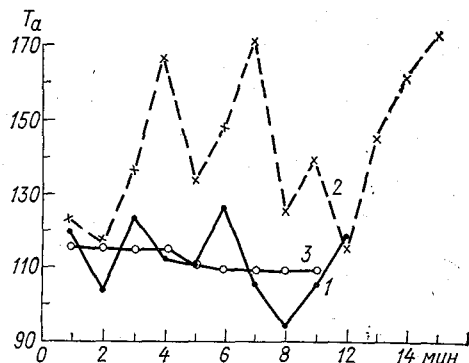


Рис. 3. Запись радиоизлучения осадков 21 октября 1976 г. ($\lambda = 8,5$ см, $\theta = 180^\circ$).

1 — 00 ч 09 мин—00 ч 13 мин (по Гринвичу), $I_{ист} = 0,03$ мм/мин; 2 — 00 ч 30 мин—00 ч 45 мин, $I_{ист} = 0,06$ мм/мин; 3 — 01 ч 00 мин—01 ч 40 мин, $I_{ист} = 0,03$ мм/мин.

0 ч 30 мин — 0 ч 45 мин. Как видно из рис. 3, усиление дождя сопровождается увеличением T_a , причем в то же время прослеживается временная неоднородность выпадающих осадков. В 1 ч 00 мин — 1 ч 40 мин плювиографы зарегистрировали уменьшение интенсивности осадков — $I_2 = 0,02$, $I_3 = 0,03$ мм/мин, радиометрические измерения также фиксируют уменьшение T_a . Таким образом, судовые радиометрические измерения позволяют получить мгновенное значение интенсивности жидких осадков. Аппаратура же такого типа, размещенная на самолете и спутнике, позволяет получить пространственную структуру дождя.

Число микроволновых измерений на $\lambda = 8,5$ см, совпадающих с временем выпадения осадков, за время эксперимента составило 18 серий. Это число, конечно, недостаточно для установления связей среднего контраста ΔT_a для осадков со средней интенсивностью дождя по данным плювиографа. Помехой этому служило и то обстоятельство, что продолжительность микроволнового измерения в большинстве случаев была меньше продолжительности выпадения дождя.

В связи с техническими трудностями (наполнение антенных зеркал дождевой водой, которую надо было сливать, иначе характеристики антенны менялись) угол визирования не всегда составлял 180° , и поэтому синхронных данных радиометрии и плювиографов стало еще меньше. Но и этого материала достаточно, чтобы сделать важные выводы.

Первый вывод заключается в подтверждении способности радиометрического метода измерений фиксировать неоднородность выпадения осадков. Под неоднородностью выпадения осадков следует понимать флуктуации средней интенсивности осадков за какой-либо промежуток времени.

При обработке радиометрических измерений были получены значения средней антенной температуры T_a , а также ее вариации, которые, как известно, в случае выпадения осадков характеризуют изменение их интенсивности.

Данные радиометрических измерений на $\lambda = 8,5$ см, синхронные с показаниями плювиографов, в зависимости от интенсивности осадков представлены на рис. 4 ($\theta = 180^\circ$). При этом для каждого конкретного случая значение интенсивности осадков выбиралось с учетом направления ветра, забрызгивания и выдувания осадков (в основном использовались данные плювиографов 1 и 2).

Как известно, между радиояркостной температурой и интенсивностью выпадения осадков существует практически прямая зависимость — увеличение интенсивности дождя вызывает увеличение T_a . Поэтому интересно было выяснить, насколько выполняется эта зависимость для антенных температур при работе с рупорно-параболической антенной системой. Как видно из рис. 4, значения T_a действительно повышается с увеличением интенсивности дождя. Однако эта зависимость оказывается нарушенной для малых ин

тенсивностей (соответствующих выпадению мороси). Объяснить это можно следующим образом.

При интенсивности, больших 0,01 мм/мин, влияние боковых лепестков диаграммы направленности радиометрической антенны несущественно ввиду малой излучательной способности мокрой палубы судна. При интенсивностях же меньших 0,01 мм/мин это влияние боковых лепестков резко возрастает, так как палуба не намокает, ее излучательная способность высока, что дает дополнительный вклад в измеряемую температуру атмосферы, суммируясь

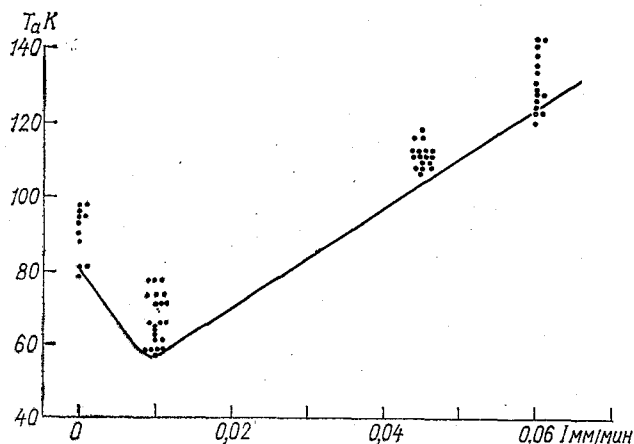


Рис. 4. Зависимость антенной температуры осадков от их интенсивности, $\lambda=8,5$ см, $\theta=180^\circ$.

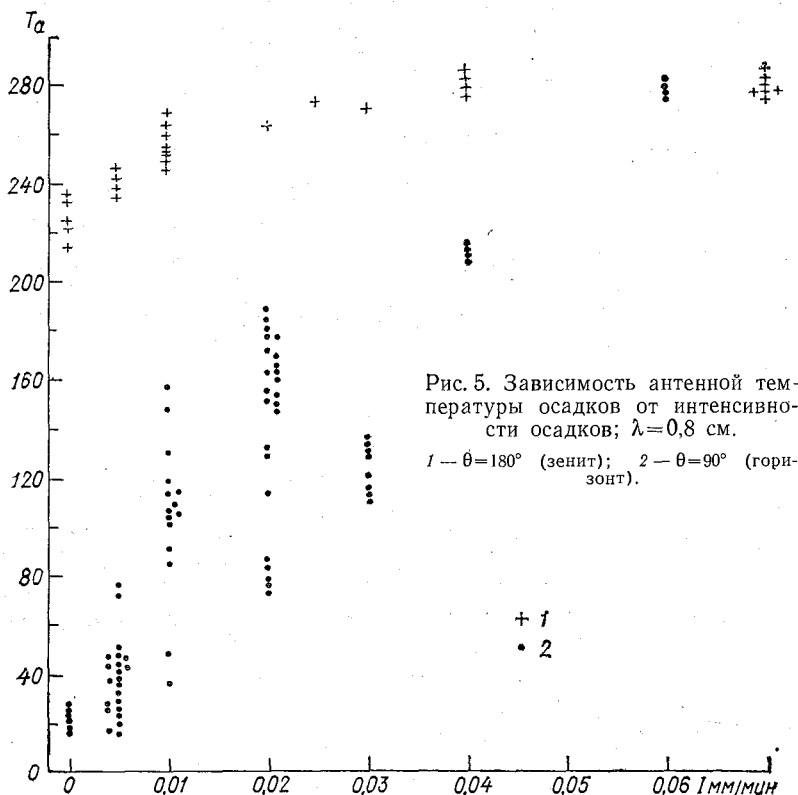
с истинными значениями T_a выпадающих осадков. Этот эффект вызывает увеличение T_a , что зависимость между T_a и I становится обратной.

На рис. 5 показана связь радиояркостной температуры осадков с их интенсивностью по данным корабельных измерений в зенит на $\lambda=0,8$ см. В этом случае измерения велись с помощью рупорно-линзовой антенны, имеющей достаточно высокий коэффициент рассеяния — около 0,15. По данным рис. 5 при наблюдениях в зенит ($\theta=180^\circ$) существует устойчивая прямая зависимость T_a от интенсивности осадков. Значительный разброс антенных температур при фиксированном значении интенсивности осадков объясняется тем, что pluviограф безусловно является суммирующим прибором, дающим некую среднюю интенсивность дождя, и не позволяет выделить тонкую структуру жидких осадков. В этом плане безусловно радиометрический способ измерения осадков оказывается более перспективным, собственно этот же эффект мы наблюдали на рис. 3.

Таким образом, обработка экспедиционных радиометрических данных по программе измерений осадков с борта НИС «Академик Королев» позволяет сделать следующие практические выводы:

1. Структура жидких осадков очень изменчива во времени. Тем не менее с помощью микроволновой аппаратуры можно проследить временные флуктуации осадков и исследовать их тонкую структуру.

2. Увеличение интенсивности осадков влечет за собой увеличение их антенной температуры. Это позволяет реализовать способ измерения интенсивности осадков с борта судна, исключая сложную процедуру перевода антенных температур в радиояркостные.



3. Длина волны 8,5 см оказывается более предпочтительной для определения интенсивности жидких осадков с борта судна, так как на $\lambda=0,8$ см при интенсивности дождя 0,05—0,07 мм/мин антенная температура осадков достигает насыщения, становится практически равной термодинамической температуре осадков;

4. Для решения практической задачи измерения интенсивности жидких осадков с борта судна может быть рекомендован канал $\lambda=8,5$ см, однако при этом необходима разработка антенной системы с малым коэффициентом рассеяния;

5. Выполненные оценки связи T_a с I при измерениях на разных углах визирования показывают, что для углов визирования, от-

личных от зенита, T_a быстрее достигает насыщения (рис. 5), т. е. для практических целей нужно рекомендовать измерения в зенит.

В настоящее время данные судовых измерений характеристик осадков сопоставляются с радиометрическими измерениями, выполненными с самолета и спутника. Привязка данных дистанционных измерений на полигоне к судовым измерениям позволит установить связи T_a с интенсивностью осадков, получить распределение интенсивности жидких осадков над акваторией Тихого океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алибегова Ж. Д. Структура полей жидких осадков за короткие интервалы времени.— Л.: Гидрометеиздат, 1975.— с. 340.
2. Голубев В. С. и др. Некоторые результаты исследований жидких осадков в районе Валдайской возвышенности/Голубев В. С., Зотимов Н. В., Зыков Н. А.— Труды ГГИ, 1965, вып. 123, с. 5—14.
3. Czerwinski N. Struktur maritimer Regen gemessen auf der Atlantischen Expedition 1969 (GARP) mit dem Forschungsschiff „Meteor“.— „Meteor. Forschung sergebnisse“, Reihe „B“, N 6, S. 61—71.

О. А. Зенкевич, Н. В. Толмачев

**ВОЗМОЖНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ
ИЗОБРАЖЕНИЙ ШТАТНОЙ САМОЛЕТНОЙ
РАДИОЛОКАЦИОННОЙ СТАНЦИИ «ЭМБЛЕМА»
ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛАЧНОСТИ
И ВЗВОЛНОВАННОЙ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ**

1. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

В ходе проведения совместного советско-американского микроволнового эксперимента САМЭКС-76 наряду с основной задачей — синхронными микроволновыми измерениями со спутника М-25, самолета-лаборатории Ил-18 ГГО и НИС «Академик Королев» — ставилась и вспомогательная задача — исследование возможности использования штатной самолетной РЛС «Эмблема» для определения параметров облачности и взволнованной морской поверхности.

Вследствие того, что самолетная РЛС предназначена для обеспечения безопасности полетов и решения навигационных задач, в ней отсутствует измерительный канал. Поэтому решение поставленных задач возможно лишь косвенными методами — путем обработки радиолокационных изображений, получаемых фотографированием радиолокационного индикатора с помощью приставки ФАРМ-2.

2. ОСНОВНЫЕ ТЕХНИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ РЛС «ЭМБЛЕМА»

Штатная самолетная РЛС «Эмблема» предназначена для обнаружения гор и грозовых фронтов, обзора местности, определения путевой скорости и угла сноса, а также для наблюдения за воздушными целями в передней полусфере. При обзоре земной поверхности РЛС использует веерный луч типа косеканс квадрат, при дальнем обзоре — попеременно веерный и игольчатый луч, в остальных случаях — игольчатый луч. Для предотвращения перемещения зоны обзора в пространстве при эволюциях самолета

в РЛС предусмотрена гиросtabilизация антенны по крену и тангажу.

РЛС «Эмблема» имеет следующие тактико-технические характеристики:

а) угол обзора антенны по азимуту $\pm 88^{\circ+2}_{-1}$ относительно продольной оси самолета;

б) частота качаний рефлектора с излучателем по азимуту 14 ± 2 циклов в минуту;

в) перемещение луча антенны в вертикальной плоскости может осуществляться в пределах $\pm 10^{\circ}$ относительно горизонта при работающей системе стабилизации;

г) масштабы разверток по дальности: 50, 120 и 200 км по каналу пилота и 50, 180, 280 км по каналу штурмана;

д) импульсная мощность генерируемых высокочастотных колебаний на волноводном выходе блока ≥ 55 кВт;

е) длительность генерируемых высокочастотных колебаний на уровне 0,5 амплитуды — 2 мкс или 1 мкс;

ж) частота повторения высокочастотных импульсов 400 или 500 Гц, при развертке 50 км — 1000 Гц.

з) ширина диаграммы направленности антенны на уровне половинной мощности: при игольчатом луче — 2° , при луче типа косеканс квадрат в горизонтальной плоскости — 2° , в вертикальной плоскости — 28° ;

и) чувствительность приемного тракта по отношению к 1 мВт не менее 96 дБ.

3. РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ОБЛАЧНОСТИ И ОСАДКОВ

Во время радиолокационного зондирования атмосферы с борта самолета-лаборатории Ил-18, вся получаемая радиолокационная информация, как отмечалось выше, фиксировалась путем фотографирования на стандартную фотопленку с экрана индикатора штурмана. Было получено значительное количество снимков, иллюстрирующих радиолокационную обстановку на трассах полета. В качестве исходных данных для обработки РЛИ были выбраны данные, полученные 10 сентября и 25 октября 1976 г.

Результаты микроволновых измерений в эти дни были признаны наиболее достоверными, так как метеорологические условия на остальных этапах взаимодействия НИС «Академик Королев» и самолета-лаборатории Ил-18 были менее благоприятными для проведения совместных микроволновых измерений по атмосфере.

Наиболее благоприятными для дешифрирования оказались данные радиолокационного зондирования атмосферы 25 октября 1976 г. Снимок, произведенный в 9 ч 30 мин (московское время), демонстрирует облака, которые были классифицированы (как на НИС, так и на борту Ил-18) как Ns с осадками в виде дождя. На снимке (рис. 1) ясно видна зона, покрытая облачностью с сильными осадками. В момент фотосъемки самолет находился на

высоте 2000 м, угол наклона антенны равнялся 0° , использовался масштаб развертки 180 км. На изображении ясно видно, что зона осадков простирается более, чем на 120 км. Оценка интенсивности наблюдаемых осадков (во все время прохождения данной зоны самолет находился в дожде) осуществлялась в соответствии с графиком, приведенным на рис. 2. По данным графика (5), построенного на основе результатов, полученных в работе [7], интенсивность наблюдаемого дождя составляла приблизительно 8 мм/ч. В соответствии со значениями водности наблюдаемых облаков, приведенных в табл. 1, был произведен расчет для проверки данных, полученных с помощью графика.

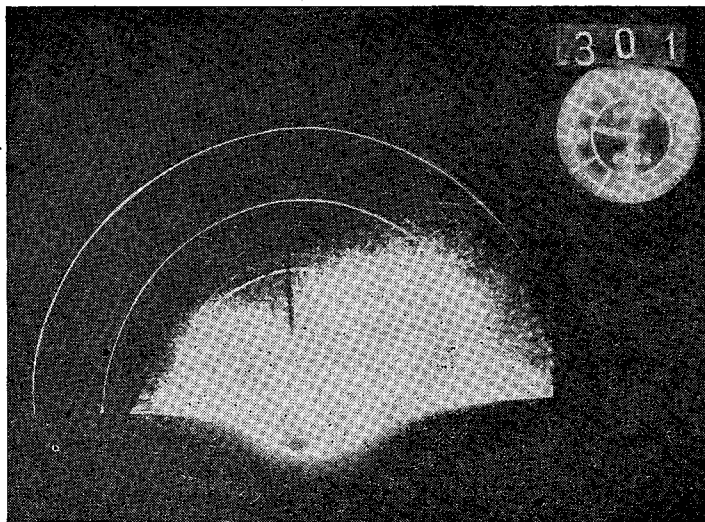


Рис. 1. РЛИ облачности с осадками 25 октября 1976 г.;
 $H=2000$ м, $M=180$ км, $T=9$ ч 30 мин МСК.

Выражение (1), предложенное Д. Атласом [1] характеризует связь между водностью облаков (г/м^3) и интенсивностью выпадающих из них осадков (мм/ч).

$$0,072I^{0,88}=\omega. \quad (1)$$

Связь между значениями I (мм/ч) и Z ($\text{мм}^6/\text{мм}^3$) по мнению ряда авторов [2, 3, 7 и др.] лучше всего выражается соотношением

$$Z=200I^{1,6}. \quad (2)$$

Подставив в выражение (1) значение средней водности облаков на высоте 2000 м, приведенное в табл. 1 (за 25 октября 1976 г.) и произведя расчеты, убеждаемся, что интенсивность дождя, соответствующая данной водности облаков, составляет 8,6 мм/ч.

В табл. 1 представлены данные об интенсивности дождя (мм/ч) и его радиолокационной отражаемости (мм⁶/м³), полученные на основе значений средней водности облаков на каждой из указанных высот.

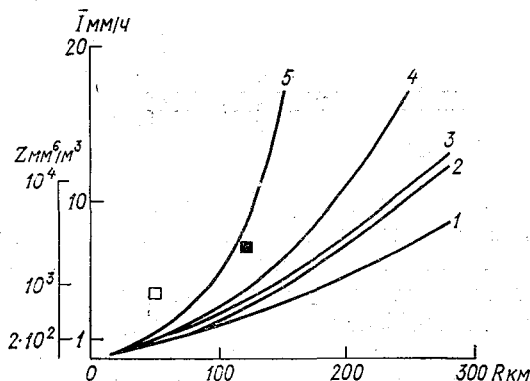


Рис. 2. График для оценки интенсивности осадков и их радиолокационной отражаемости.

Светлый квадрат — $I=3,9$ мм/ч, 10 сентября 1976 г., темный — $I=6,4$ мм/ч, 25 октября 1976 г.; 1 — между самолетом и метеостанцией отсутствуют экранирующие облака и осадки; 2 — трасса покрыта облачностью без осадков, 3 — покрыта дождевой облачностью со слабым дождем, 4 — покрыта облачностью с умеренными осадками, 5 — покрыта облачностью с сильными осадками.

Таблица 1

10 сентября 1976 г.				25 октября 1976 г.			
H м	w г/м ³	I мм/ч	Z мм ⁶ /м ³	H м	w г/м ³	I мм/ч	Z мм ⁶ /м ³
200	0,41	7,2	4700	750	0,28	4,7	2380
400	0,11	1,6	430	1000	0,36	6,2	3700
500	0,35	6,0	3550	2000	0,48	8,6	6250
1000	0,17	2,6	920	3000	0,49	—	6490
2000	0,14	2,1	650	4000	0,61	—	9680

В связи с тем, что зона обзора по вертикали на дальности 100 км для данной РЛС составляет 5 км, было целесообразно произвести осреднение значений водности облаков до уровня нулевой изотермы, которая располагалась на высоте 4150 м 10 сентября 1976 г. и 2200 м 25 октября 1976 г. Полученные данные позволили рассчитать средние значения интенсивности дождя, которые составили 3,9 мм/ч и 6,4 мм/ч соответственно 10 сентября и 25 октября. Точки, соответствующие вышеуказанным значениям интенсивности, отмечены на рис. 2.

4. ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Постановка задачи по оценке параметров взволнованной морской поверхности при помощи штатной РЛС «Эмблема» обусловлена тем, что многими экспериментаторами проводились измерения радиолокационных отражений от морской поверхности [3, 5, 6, 8] на различных частотах в диапазонах волн от дециметровых до миллиметровых и оптических длин волн в самых различных условиях. Несмотря на то, что даже при предположительно идентичных условиях эксперимента результаты не всегда хорошо согласовались друг с другом, к настоящему времени накопился ряд данных как в теоретическом так и в экспериментальном плане, которые позволяют определить некоторые характеристики взволнованной морской поверхности по радиолокационным изображениям [3, 5].

Исходя из теоретических и экспериментальных данных, можно было ожидать, что использование штатной РЛС сантиметрового диапазона, установленной на самолете Ил-18, даст возможность определить некоторые характеристики волнения.

В эксперименте использовалась штатная самолетная радиолокационная станция «Эмблема» без каких-либо изменений. Радиолокационное изображение морской поверхности как и в предыдущем случае фиксировалось на фотопленку фотоприставкой ФАРМ-2 с индикатора штурмана. Полученные таким способом радиолокационные изображения и подвергались в дальнейшем анализу. При проведении эксперимента САМЭКС было выполнено несколько рабочих полетов над Тихим океаном при отсутствии облачности, во время которых комплексом бортовой микроволновой аппаратуры измерялись параметры поверхности океана. Однако не во все дни таких работ включалась РЛС. Поэтому для анализа оказалось возможным выбрать только два дня: 11 сентября и 30 октября 1976 г. За каждый из этих дней анализировались по три радиолокационных изображения поверхности океана. Так как полеты проводились в районе нахождения НИС «Академик Королев», то были известны характеристики взволнованной морской поверхности, измеренные контактными методами. Эти параметры за анализируемые дни сведены в табл. 2.

При обзоре поверхности океана с помощью РЛС «Эмблема» использовалась диаграмма направленности антенны типа косеканс квадрат. При такой форме диаграммы направленности интенсивность сигналов, отраженных от одинаковых, но разноудаленных отражателей, на входе приемника будет одной и той же, что обеспечивает на индикаторе пропорциональность яркости изображаемых участков их отражающим свойствам. При наблюдении были использованы два масштаба дальности 50 км и 180 км, причем углы наклона антенны к горизонту выбирались так, чтобы луч антенны

Таблица 2

№ волнограммы	Дата	Время (по Гринвичу), ч мин	Характеристики волнения по всей волнограмме				k ветровое, соп- ветств. 15 %, м	h_{15} % м	Примечание
			h_{cp} м	T_{cp} с	число вслн	время записи (по Гринвичу) ч мин			
22	11 IX 1976 г.	0 50	1,53	6,9	227	0 50	1,59	—	ГМ-62
59	30 X 1976 г.	19 40	2,33	7,0	330	1 13 19 40 20 07	2,54	3,48	ГМ-62

пересекал поверхность океана на максимальной дальности. Радиолокационная съемка проводилась при высотах полета 2, 4 и 6 км. Основные исходные данные эксперимента сведены в табл. 3.

Таблица 3

Дата	Время фото- графирования (московское), ч мин	№ кадра	Масштаб индикатора, км	Угол наклона антенны, °	Высота полета, м
11 IX 1976 г.	4 30	932	50	—7	6000
11 IX 1976 г.	4 50	936	50	—7	6000
11 IX 1976 г.	5 50	945	50	—2	2000
30 X 1976 г.	5 20	467	180	—4	6000
30 X 1976 г.	6 00	479	180	—4	6000
30 X 1976 г.	6 30	488	180	—4	4000

Анализу подвергались негативы радиолокационных изображений. В первую очередь каждый из негативов был профотометрирован на микрофотометре МФ-4, который имеет выход как на цифровое печатающее устройство, так и на самописец. С целью получения максимальной точности передачи тонкой структуры радиолокационного изображения апертура щели микрофотометра выбиралась равной одному элементу разрешения на земной поверхности, что зависело как от масштаба индикатора, так и от высоты полета. Величины разрешений по Земле и апертура щели для различных условий сведены в табл. 4.

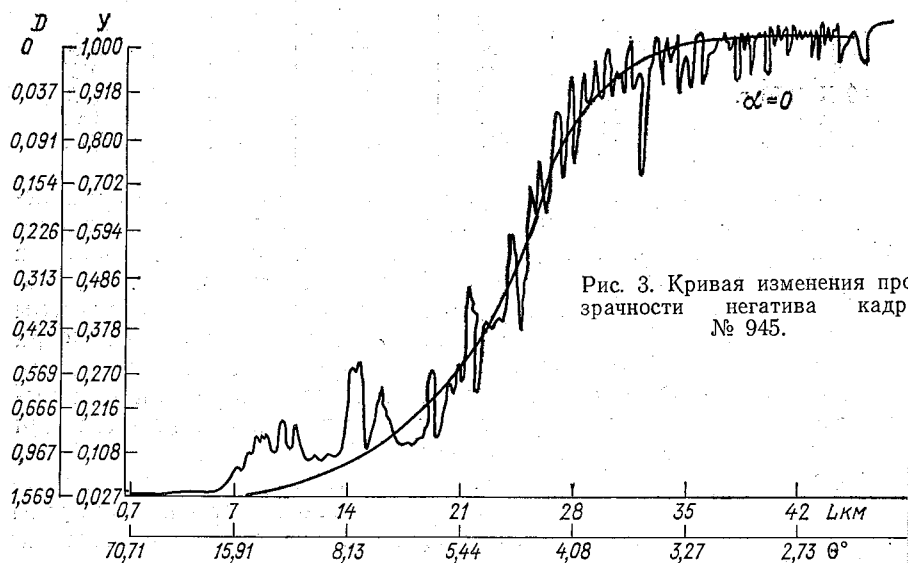
Каждый из исследуемых негативов фотометрировался с использованием соответствующей апертуры, размеры которой приведены в табл. 4. Результаты фотометрирования выводились на самописец. Для оценки величины разброса отраженного сигнала в зависимости от азимута наблюдения на каждом негативе бралось три разреза: один по направлению полета, два других $\pm 45^\circ$ от него. Данные измерений показали жесткую корреляцию полученных значений плотности почернений негатива. Поэтому при расчетах эти кривые осреднялись и в качестве отсчета бралось среднее значение координаты по трем кривым. В качестве примера приведен

кадр № 945 ($H = 2$ км, $M = 50$ км). На рис. 3 изображена кривая изменения прозрачности этого негатива, записанная самописцем, а также аппроксимирующая кривая. Аналогичные операции были выполнены для всех исследуемых негативов. Плотности почернения негативов в зависимости от угла скольжения определялись для каждого из них по соответствующим аппроксимирующим кривым.

Таблица 4

Номера кадров	Дата	Масштаб индикатора, км	Высота полета, м	Разрешение		Апертура щели МФ-4, мкм
				по земле, м	одного элемента по снимку, мкм	
945	11 IX 1976 г.	50	2000	100	26	26
932	11 IX 1976 г.	50	6000	300	78	78
488	30 X 1976 г.	180	4000	200	15	15
467	30 X 1976 г.	180	6000	300	22	22
479						

Кривые изменения плотности почернения негативов для всех анализируемых случаев приведены на рис. 4.



Прежде чем сделать выводы о возможности определения параметров взволнованной морской поверхности по результатам обработки радиолокационных негативов, необходимо отметить, некоторые обстоятельства, влияющие на формулирование результатов.

Следует отметить, что на радиолокационных изображениях поверхности океана в ряде случаев наблюдались темные кольца на различных дальностях. Это, по-видимому, объясняется неравномерностью (провалами) диаграммы направленности антенны, что особенно заметно при малых сигналах и высоком усилении приемника. При обработке эти провалы, так же как и метки дальности, четко видимые на негативе, во внимание не принимались. Далее, при анализе полученных результатов необходимо помнить, что приемник РЛС имеет логарифмическую характеристику усиления, поэтому при малых уровнях сигнала (0—15 дБ) работа происходит на линейном участке характеристики, а при больших входных сигналах приращение выходного сигнала равно нулю.

Кроме этого, необходимо учитывать и то обстоятельство, что при углах скольжения, близких к вертикальному, отраженный радиолокационный сигнал получается очень большим. Это происходит за счет зеркальных отражений от гранеподобных поверхностей волны, так называемых факетов. Эта область называется областью квазизеркального отражения. При углах скольжения менее 60° , что уже не дает квазизеркального отражения, имеем область диффузного рассеяния, где основными рассеивающими элементами являются элементы морской поверхности, размеры которых сравнимы с длиной падающей волны. При очень малых углах скольжения, порядка нескольких градусов или менее, σ_0 для СВЧ быстро снижается с уменьшением угла. В этой области прямая волна интерферирует с отраженной практически так же, как при распространении над ровной поверхностью Земли (область интерференции), и на сантиметровых волнах σ_0 меняется пропорционально четвертой степени угла скольжения.

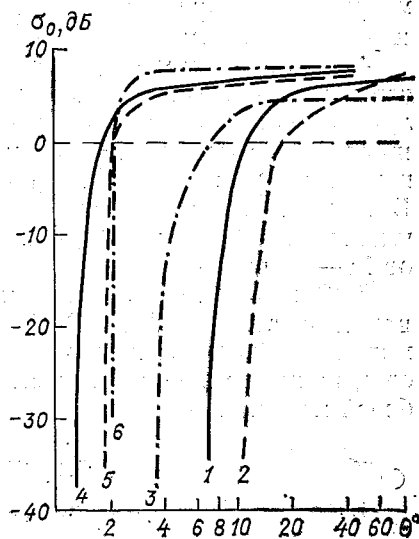


Рис. 4. Кривые изменения плотности почернения негативов РЛИ.

- 1 — $H=2000$ м, $M=50$ км, $h_{\text{волн}}=1,53$ м;
- 2 — $H=6000$ м, $M=50$ км, $h_{\text{волн}}=1,53$ м;
- 3 — $H=6000$ м, $M=50$ км, $h_{\text{волн}}=1,53$ м;
- 4 — $H=4000$ м, $M=180$ км, $h_{\text{волн}}=2,33$ м;
- 5 — $H=6000$ м, $M=180$ км, $h_{\text{волн}}=2,33$ м;
- 6 — $H=6000$ м, $M=180$ км, $h_{\text{волн}}=2,33$ м.

5. ВЫВОДЫ

1. Результаты бортовых радиолокационных наблюдений за дождевой облачностью с помощью РЛС «Эмблема» и данных одновременных самолетных измерений микрофизических характе-

ристик осадков находятся в удовлетворительном согласии друг с другом.

2. Для дальнейшего использования РЛС «Эмблема» в целях исследования облачности целесообразно оборудовать ее приставкой, обеспечивающей количественные измерения отражаемости метеоцелей.

3. Разработана методика, позволяющая исследовать средние значения эхо-сигналов в функции углов скольжения при различной степени волнения морской поверхности по результатам фотометрической обработки радиолокационных изображений этой поверхности от самолетной РЛС «Эмблема».

4. Анализ самолетных радиолокационных и судовых результатов измерений, относящихся к двум дням, подтверждает ранее полученные данные и показывает, что при 7 баллах волнения по шкале Бофорта ($h_{\text{волн}}=2,33$ м) ЭПР морской поверхности уменьшается на 45 дБ при изменении углов скольжения от $2-3^\circ$ до $1,5^\circ$. В то же время при волнении 6 баллов ($h_{\text{волн}}=1,53$ м) указанное уменьшение ЭПР наблюдается при изменении углов скольжения от $14-15^\circ$ до $6-7^\circ$.

5. С целью выяснения возможностей практического использования штатной РЛС «Эмблема» для оценки степени волнения морской поверхности целесообразно проведение дальнейших исследований по набору статистического материала и разработке рабочей методики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас Д. Успехи радарной метеорологии.—Л.: Гидрометеониздат, 1967.—194 с.

2. Бин Б. Р., Даттон Е. Д. Радиометеорология.—Л.: Гидрометеониздат, 1971.—363 с.

3. Гиинрд Н., Дейли К. Экспериментальные исследования модели радиолокационных отражений от морской поверхности.—ТИИЭР, 1970, т. 58, № 4, с. 543.

4. Зубкович С. Г. Способ измерения высоты морских волн с летательного аппарата. Авт. свид. № 169808 (879829/26—10 от 03.02.64 г.)—Бюлл. изобр. и открытий 1965, № 7.

5. Особенности рассеяния СВЧ излучения на обрушивающихся морских волнах/А. И. Калмыков, А. С. Курекин, Ю. А. Леменова и др. Известия вузов. Радиофизика, 1976, т. XIX, № 9, с. 1315—1322.

6. Справочник по радиолокации, т. I. Пер. с англ. под ред. К. Н. Трофимова.—М.: Советское радио, 1976.—456 с.

7. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии.—Л.: Гидрометеониздат, 1973.—344 с.

8. Grant C. R., Yepplee B. S. Back scattering from water and land at centimeter and millimeter wavelength. Proc. IRE, 1957, v. 45, p. 972—982, July.

*А. И. Вашуков, Г. Д. Горобьев, А. В. Жуков,
А. Н. Микикечко, Ю. И. Рабинович*

САМОЛЕТНАЯ АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ СИСТЕМА РЕГИСТРАЦИИ И ОБРАБОТКИ РАДИОМЕТРИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

До последнего времени запись радиояркостных температур всех самолетных радиометров осуществлялась на диаграммную бумагу электронных потенциометров типа ПСР. При этом обработка результатов измерений производилась вручную и требовала больших затрат рабочего времени. Кроме того, не представлялось возможным при ручной обработке производить съем информации с диаграммной ленты за достаточно малые промежутки времени. Отсчеты по каждому радиометрическому каналу получались с минимальным интервалом времени 20 с. Учитывая опыт работы при проведении советско-американского эксперимента «Беринг», в 1974—1976 гг. совместно с Одесским гидрометеорологическим институтом (по хозяйственному договору) была разработана бортовая автоматизированная система радиометрических измерений и регистрации результатов на технический носитель с дальнейшей обработкой информации на ЭВМ. Созданная система позволила существенно сократить трудовые затраты при производстве измерений, и особенно при их обработке. Кроме того, значительно увеличилась информативность результатов, за счет сокращения интервалов времени отсчетов. Внедрение автоматизации потребовало проведения некоторых доработок в радиометрической аппаратуре и методике измерений. Для обработки информации были разработаны специальные программы, и все результаты радиометрических измерений в эксперименте САМЭКС-76 обрабатывались на ЭВМ М-222.

Автоматический комплекс бортовой радиометрической станции (АКБРС) состоит из программно-управляющего устройства (ПУУ), цифрового вольтметра Ф203, ленточного перфоратора ПЛ-150ПА и блока питания. АКБРС предназначен для автоматического управления процессом измерения и регистрации радиометрической информации на борту самолета Ил-18 с учетом

дальнейшей обработки на ЭВМ. Основным узлом комплекса является ПУУ, которое обеспечивает:

- измерение температуры холодной калибровки один раз в 12 с;
- измерение выходных сигналов радиометров, работающих в несканирующем режиме один раз в секунду;
- включение холодных и горячих калибровок радиометров один раз в 5 мин;
- измерение выходного сигнала одного из пяти радиометров в случае его работы в режиме сканирования — через $2,5^\circ$ угла поворота антенны;
- другие внутренние команды, необходимые для обеспечения работы устройства;
- ручной ввод служебной информации.

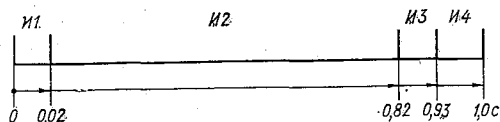


Рис. 1. Схема интервалов в односекундной записи.

С помощью цифрового вольтметра Ф203 производится преобразование аналоговых сигналов в цифровой код с последующей регистрацией ленточным перфоратором ПЛ-150ПА. Работа ПУУ осуществляется по программе, обусловленной программой научных исследований и техническими характеристиками входящих в него устройств. Для временных интервалов в ПУУ принята следующая терминология: «команда» — интервал времени от пуска комплекса до остановки; «цикл» — пятиминутный интервал; «кадр» — 12-секундный интервал; «секунда» — односекундный интервал.

Сама «секунда» состоит из четырех интервалов (рис. 1), которые обозначаются: I_1 — маркерный интервал; I_2 — интервал сканирования; $I_{3,4}$ — интервалы опроса.

Последовательность расположения информации в «цикле» представлена в табл. 1.

В начале каждой «секунды» в маркерном интервале печатается маркер, который является временной отметкой, а также определяет содержание информации в данной секунде. Маркер представляет собой определенный код и занимает две строки на перфоленте. Первая строка обязательно содержит элемент П (признак маркера). Последний разряд первой строки и вторая строка маркера содержат элементы, определяющие его вид. Маркеры и их коды представлены в табл. 2. Маркер может быть простым (А; Г; Т и т. д.) или составным (Г+И+Е, Х+Е и т. д.). Маркеры Е и ЕЛ появляются в том случае, если первый канал радиометров

Таблица 1

Кадр	S ₁				S ₂			
	I ₁	I ₂	I ₃	I ₄	I ₁	I ₂	I ₃	I ₄
к 1	A(+E*)	(СК)	С	Д	T(+E)	(СК)		t ₁
к 2	Г+ГК(+E)	(СК)		Д	T(+E)	(СК)		t ₁
к 3	Г(+E)	(СК)		Д	T(+E)	(СК)		t ₁
к 4—к 24	Г+И(+E)	(СК)	Р	Д	T+И(+E)	(СК)	Р	t ₁
к 25	Г+И(+E)	(СК)	Р	Д	T+И(+E)	(СК)	Р	t ₁

Кадр	S _{3—S₆}				S _{7—S₁₁}				S ₁₂			
	I ₁	I ₂	I ₃	I ₄	I ₁	I ₂	I ₃	I ₄	I ₁	I ₂	I ₃	I ₄
к 1	X+T(+E)	(СК)	Р	t ₂₋₅	X(E)	(СК)	Р		X(+E)	(СК)	Р	П
к 2	ГК+T(+E)	(СК)	Р	t ₂₋₅	ГК(+E)	(СК)	Р		ГК(+E)	(СК)	Р	П
к 3	И+T(+E)	(СК)	Р	t ₂₋₅	И(+E)	(СК)	Р		И(+E)	(СК)	Р	П
к 4—к 24	И+T(+E)	(СК)	Р	t ₂₋₅	И(+E)	(СК)	Р		И(+E)	(СК)	Р	П
к 25	И+T(+E)	(СК)	Р	t ₂₋₅	И(+E)	(СК)	Р		И(+E)	(СК)	Р	Ж+П

Примечание. * — нечетные секунды.

работает в сканирующем режиме. При этом измерительная информация с его выхода печатается в интервале I_2 . Если первый канал работает в несканирующем режиме — в интервале I_2 информация не печатается. В интервале I_3 может быть напечатана первая часть служебной информации (С), либо измерительная информация с выхода радиометров (Р). Причем, при горячей или холодной калибровке в первые две секунды после ее включения или выключения измерения не производятся, чтобы исключить влияние переходных процессов.

Таблица 2

Маркеры и их коды

Описание	Обозначение		Код	
Признак маркера	П	00 01	000 011	000 100
Начало цикла	А	00 01	000 011	010 101
Измерения от радиометров при выключенной калибровке	И	00 01	010 011	000 100
Измерения от радиометров при холодной калибровке	Х	00 01	100 011	000 100
Измерения от радиометров при горячей калибровке	ГК	00 01	110 011	000 100
Измерения температуры	Т	01 01	000 011	000 100
Данные от сканирующего канала при ходе антенны вправо	Е	00 01	001 011	000 100
Начало кадра	Г	00 01	000 011	000 101
Интересное явление	ИЯ	00 00	000 100	000 000
Конец сеанса или конец цикла	Ж	00 01	000 011	011 101
Данные от сканирующего канала при ходе антенны влево	Ел	00 01	001 011	100 100

В интервале I_4 может быть напечатана вторая часть служебной информации (Д), результат измерения температуры (Т), произведена перфорация 10 строк только транспортной дорожки (П), или перфорация маркера Ж и 8 строк транспортной дорожки. Измерения температуры производятся следующим образом: во вторую секунду — температура холодной калибровки первого канала (t_1), в третью секунду — температура второго канала (t_2) и т. д.

Холодная калибровка выполняется в первом кадре, горячая — во втором, причем предусмотрен запрет калибровки первого канала, в случае его работы в режиме сканирования. Результаты

измерения выходных сигналов радиометров и температуры холодной калибровки печатаются в двоично-десятичном коде и состоят из знака и трех десятичных разрядов. На перфоленте каждый результат измерения занимает две строки и располагается по форме табл. 3.

							Таблица 3
	а	б1	б2	б3	б4	в	первая строка
в2	в3	в4	г1	г2	г3	г4	вторая строка

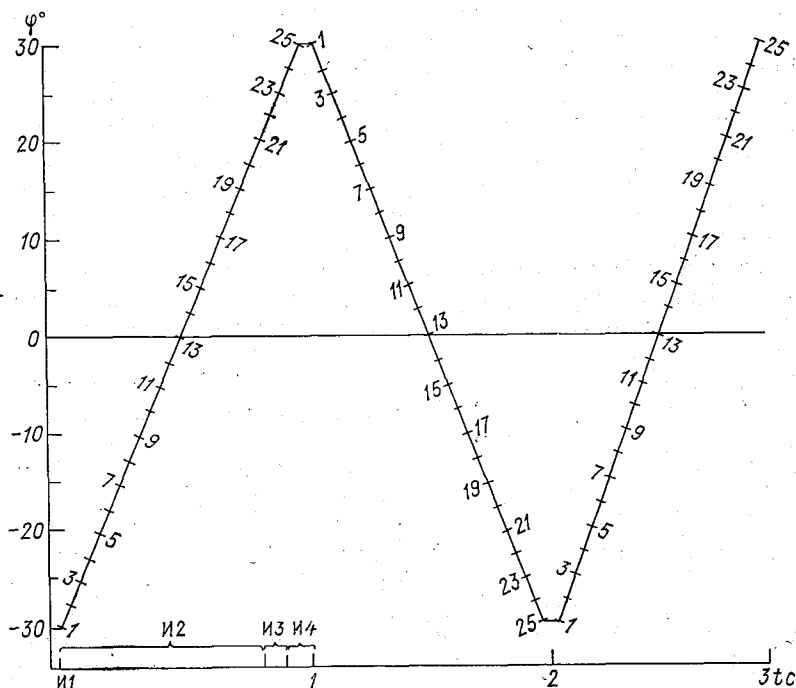


Рис. 2. Временная диаграмма сканирующего канала.

Здесь а — знак числа; б1—б4 — тетрада первой цифры; в1—в4 — тетрада второй цифры; г1—г4 — тетрада третьей цифры. Если один из каналов выключен, то на перфоленте на месте, соответствующем регистрации результатов измерения, печатается число 999. Служебная информация набирается на лицевой панели пульта оператора с помощью специальных переключателей. На перфоленте также осуществляется запись включения каждого из пяти радиометрических каналов. Служебная информация набирается на переключателях пульта оператора перед пуском и остается неизменной в течение «команды». Для возможности корректировки времени в служебную информацию введен номер кадра и номер цикла.

Временная диаграмма работы сканирующего канала представлена на рис. 2. По оси абсцисс отложено время, по оси ординат — угол поворота луча антенны сканирующего канала. Начало каждого сканирования происходит по командам от ПУУ. Время перемещения антенны из одного крайнего положения в другое должно быть $0,98 \text{ с} \leq \tau \leq 1 \text{ с}$. Измерения производятся через каждые $2,5^\circ$ угла поворота луча антенны. Таким образом должны производиться измерения при 25 положениях антенны. Для возможности проведения измерений в интервалах I_3 и I_4 последние пять отсчетов не производятся. Отсчеты в этих точках восстанавливаются при обработке путем интерполяции по отсчетам в соответствующих точках положения антенны при обратном ее ходе. Калибровка сканирующего канала производится только после пуска в кадре 1 и 2 (при этом сканирование антенны запрещено).

При разработке системы автоматизации в качестве технического носителя информации была выбрана перфолента ПЛ. Это позволило в короткие сроки разработать систему, не требующую специальных устройств для ввода информации в ЭВМ при обработке. Однако хранение информации и работа с ней на ЭВМ при использовании ПЛ затруднены по следующим причинам:

а) бумажная перфолента не приспособлена к многократному вводу, так как после каждого ввода значительно увеличивается вероятность ее обрыва;

б) из-за ограниченного объема оперативного запоминающего устройства ЭВМ затруднен доступ к данным, разделенным временным интервалом в несколько минут;

в) имеющиеся в настоящее время устройства ввода ПЛ не позволяют работать с большими объемами информации.

Поэтому первой операцией при обработке экспериментальных данных является перепись информации с ПЛ на магнитную ленту МЛ стандартного магнитофона ЭВМ М-222, с последующим вызовом данных посредством обращения в МЛ. При этом происходит значительное уплотнение информации. В результате для хранения всей информации, получаемой в течение года (при объеме летных работ 150—200 ч), требуются две стандартные бобины МЛ.

Программа «БАРС» предназначена для переписи информации, записанной на ПЛ, на МЛ. Перепись на МЛ производится последовательно по мере поступления ПЛ, причем порядок ввода ПЛ должен соответствовать порядку проведения измерений.

При переписи с ПЛ на МЛ никаких пересчетов не делается. Таким образом, в нечетных зонах на МЛ экспериментальный материал оказывается записанным в первоначальном виде. В дальнейшем запись в эти зоны должна быть запрещена. Это необходимо для осуществления обработок экспериментальных данных по различным алгоритмам, видоизменяющим исходный материал.

Так как машинное слово ЭВМ М-222 имеет 45 двоичных разрядов, то для более эффективного использования МЛ материал перед записью подвергается упаковке, в результате чего в каждой ячейке долговременной памяти оказывается в большинстве слу-

чаев по три отсчета. Кроме того, в остающейся свободной части ячейки может располагаться двоичный код (маркер), определяющий вид записанной в последующих ячейках информации. Благодаря таким маркерам экспериментальный материал оказывается в какой-то степени защищенным от сбоев, могущих произойти во время полета или при вводе ПЛ в ЭВМ, так как потери информации при этом ограничиваются, вообще говоря, секундным интервалом.

Всего на одной катушке МЛ для ЭВМ типа М-222 может быть записано около 1000 зон с экспериментальной информацией. Для удобства работы, на этой же катушке МЛ в начальных зонах (от 0-й до 14-й) можно записать собственно программу «БАРС» и другие программы для обработки экспериментальной информации. Разметка МЛ этих начальных зон должна быть выполнена так, чтобы в них можно было записать 4096 ячеек. Остальные зоны более короткие — по 1550 ячеек. Запись экспериментальных данных производится в нечетные зоны, начиная с 15-й. В первой ячейке каждой зоны записывается целое число, соответствующее количеству занятых в ней ячеек (зона считается полностью заполняемой, если это число больше 1535). Вторая ячейка является резервной, запись массива ГШ производится в ячейки с 3-й по 8-ю, а запись упорядоченной и упакованной информации начинается с 9-й ячейки.

В ячейках, начинающихся с ячейки, содержащей впереди числовой информации еще и маркер, запись производится следующим образом:

а) для маркера А

ячейка j

№ разряда	45 . . . 38	37 . . . 21	20 . . . 16	15 . . . 13	12 . . . 5	4 . . . 1
-----------	-------------	-------------	-------------	-------------	------------	-----------

Содерж.	Маркер	Не исп.	Состояние аппаратуры	Не исп.	№ команды	1-я цифра высоты
---------	--------	---------	----------------------	---------	-----------	------------------

Примечание. Разряды, отмеченные «Не исп.», не заполняются информацией.

ячейка $j+1$

№ разряда	45 . . . 39	38 . . . 35	34 . . . 27	26	25 . . . 14	13	12 . . . 5	4 . . . 1
-----------	-------------	-------------	-------------	----	-------------	----	------------	-----------

Содерж.	Не исп.	2-я цифра высоты	Скорость	Не исп.	Курс	Не исп.	Угол	Поляризация
---------	---------	------------------	----------	---------	------	---------	------	-------------

Примечание. Вертикальной поляризации соответствует 1, горизонтальной — 0.

ячейка $j+2$

№ разряда	45 . . . 39	38 . . . 31	30 . . . 27	26	25 . . . 22	21 . . . 14	13 . . . 1
-----------	-------------	-------------	-------------	----	-------------	-------------	------------

Содерж.	Не исп.	Часы	1-я цифра	Не исп.	2-я цифра	Секунды	Не исп.
			минут				

б) для маркера Г

№ разряда	45 . . . 38	37 . . . 32	31 . . . 27	26 . . . 19	18 . . . 14	13 . . . 7	6 . . . 2	1
-----------	-------------	-------------	-------------	-------------	-------------	------------	-----------	---

Содерж.	Маркер	День	Месяц	Год	№ кадра	№ цикла	Не исп.	Для метки
---------	--------	------	-------	-----	---------	---------	---------	-----------

Примечание. В первом разряде записывается 1, если производится измерение, и 0, если производится калибровка.

в) для маркера В

№ разряда	46	44	43	42	41	40	39	38	37 . . . 1
-----------	----	----	----	----	----	----	----	----	------------

Содерж.	1	Выключены каналы					0	1	Не исп.
	5	4	3	2	1				

Примечание. Единица в разряде 44—41 соответствует выключению канала, номер которого указан ниже.

г) для маркера ИЯ

№ разряда	45	44	43	42	41	40	39 . . . 1
-----------	----	----	----	----	----	----	------------

Содерж.	0	0	0	0	0	1	Не исп.
---------	---	---	---	---	---	---	---------

а) для остальных маркеров ячейки j

№ разряда	45 . . . 40	39 . . . 27	26 . . . 14	13 . . . 1
-----------	-------------	-------------	-------------	------------

Содерж.	Маркер	1 отсчет	2 отсчет	3 отсчет
---------	--------	----------	----------	----------

ячейка $j+1$

№ разряда	45 . . . 40	39 . . . 27	26 . . . 14	13 . . . 1
-----------	-------------	-------------	-------------	------------

Содерж.	Не исп.	4 отсчет	5 отсчет	6 отсчет
---------	---------	----------	----------	----------

ячейка $j+2$

№ разряда	45 . . . 40	39 . . . 27	26 . . . 14	13 . . . 1
-----------	-------------	-------------	-------------	------------

Содерж.	Не исп.	7 отсчет	8 отсчет	9 отсчет
---------	---------	----------	----------	----------

ячейка $j+3$

№ разряда	45 . . . 40	39 . . . 27	26 . . . 14	13 . . . 1
-----------	-------------	-------------	-------------	------------

Содерж.	Не исп.	10 отсчет	11 отсчет	12 отсчет
---------	---------	-----------	-----------	-----------

ячейка $j+4$

№ разряда	45 . . . 40	39 . . . 27	26 . . . 14	13 . . . 1
-----------	-------------	-------------	-------------	------------

Содерж.	Не исп.	13 отсчет	14 отсчет	15 отсчет
---------	---------	-----------	-----------	-----------

ячейка $j+5$

№ разряда	45 . . . 40	39 . . . 27	26 . . . 14	13 . . . 1
-----------	-------------	-------------	-------------	------------

Содерж.	Не исп.	16 отсчет	17 отсчет	18 отсчет
---------	---------	-----------	-----------	-----------

ячейка $j+6$

№ разряда	45 . . . 40	39 . . . 27	26 . . . 14	13 . . . 1
-----------	-------------	-------------	-------------	------------

Содерж.	Не исп.	19 отсчет	20 отсчет	Не исп.
---------	---------	-----------	-----------	---------

Примечание. Все семь ячеек заняты лишь для маркеров Е и ЕЛ. Для остальных маркеров заняты лишь две ячейки, причем для маркера Т используются разряды для маркера и 6-го отсчета, в котором и помещается значение температуры.

Если запись информации производится впервые, то после трансляции программы вводятся константы, перфокарты (п/к) с номером зоны, в которую будет производиться запись, и массив ГШ. Если вследствие ошибки номер зоны оказывается четным или <15 , то происходит останов. Если номер зоны нечетный ≥ 15 , то останова не будет, а сравнивается с «0» последний элемент массива ГШ. Если он отличен от «0», то в первую ячейку массива W запишется «1», происходит дополнительная очистка массива W . Затем производится ввод информации с ПЛ в ЭЦВМ. Если же этот элемент массива ГШ равен «0», то дополнительной очистке массива W и вводу ПЛ предшествует поиск первой полностью не заполненной зоны на МЛ, информация из которой переписывается в массив W .

Ввод ПЛ происходит с одновременной упаковкой в одну ячейку массива N пяти строк ПЛ и прекращается при вводе нулевой ячейки.

Когда массив N полностью переработан, опрашивается КЗУ-ПЛ. Если нажат ключ «1», то частично заполненный массив записывается на МЛ, перфорируется номер зоны, в которую произошла запись, и работа прекращается. Если же этот ключ не нажат, то происходит следующий ввод ПЛ. Если в процессе обработки обнаруживается сбой в работе перфоратора, то печатается текст «непорядок в ПЛ», номера зоны, ячейки массива W , кадра, цикла, секунды, строки введенной ПЛ и позиции этой строки в массиве N , а также восьмеричный код содержимого этой ячейки массива W и происходит останов по вводу. При этом в массиве W оставляется достаточно свободного места для последующих исправлений.

Далее работа может быть продолжена после ввода п/к с любым числом.

Если во время переработки ПЛ полностью заполняется массив W , то он переписывается в подготовленную зону МЛ, номер зоны, в которую будет производиться следующая запись, увеличивается на два и переработка информации продолжается.

При следующем выходе на машину после трансляции вводятся константы, п/к с номером зоны, выданная в предыдущий раз перфоратором, и массив ГШ с последним нулевым элементом. После ввода происходит поиск этой зоны. Если зона заполнена частично, она переписывается в массив W и лишь после этого происходит ввод ПЛ с упаковкой, как описано выше. Если считанная зона оказалась заполненной полностью, то считывается и оценивается следующая нечетная зона и т. д. Для удобства дальнейшей работы возможно при изменении, например, даты эксперимента начать запись в новую зону. Это может быть достигнуто заданием последнего элемента массива ГШ отличными от «0» и указанием номера новой зоны.

Программа «ЮМО-1Б» предназначена для пересчета первичной информации, записанной в нечетных зонах МЛ, в радиояркостные температуры и записи их в четные зоны той же МЛ в идентичной форме. При этом значения холодной и горячей калибровок и первых десяти секунд измерений в каждом цикле переписываются без изменений, а последующие значения измерений пересчитываются в радиояркостные температуры.

После трансляции программы вводятся константы и массив N , содержащий в частности номер зоны, с которой начинается переработка. Далее считывается указанная зона в массив W . Если переработка делается впервые, то ищется маркер «А», соответствующий началу цикла, и начиная с этой ячейки, обработка ведется следующим образом. Усредняются последовательно значения холодной, горячей калибровок и значения сигнала за первые десять секунд (3-й кадр) для каждого канала в отдельности, пересчитываются значения температуры прибора T_0 в кельвины. Одновременно происходит перезапись всех величин в те же ячейки мас-

сива W . После этого значения измеренного сигнала в каждой секунде в каждом канале пересчитывается в радиояркостьную температуру по формуле

$$T_{\text{я}} = T_0 + \Delta T \frac{u_c - \tilde{u}_{\text{хк}}}{\tilde{u}_{\text{гк}} - \tilde{u}_0},$$

где T_0 — температура прибора, ΔT — температура горячей калибровки, u_c — величина сигнала в данную секунду, u_0 — среднее значение сигнала за первые 10 с измерений в данном цикле, $\tilde{u}_{\text{хк}}$ — среднее значение холодной калибровки в данном цикле, $\tilde{u}_{\text{гк}}$ — среднее значение горячей калибровки в данном цикле.

Все значения берутся для соответствующего канала. Вычисленные значения радиоярковых температур записываются после упаковки в те самые ячейки массива W , из которых были взяты значения измерений. Когда весь массив W переработан, он записывается в следующую (четную) зону МЛ после считанной. Далее считывается следующая нечетная зона и переработка продолжается до тех пор, пока не будет обнаружена неполная зона. В этом случае после ее переработки и записи произойдет останов 077 0000 0000 0001 и работа будет закончена.

В описываемом пересчете калибровочные величины полагаются неизменными в течение одного цикла измерений (5 мин), а T_0 — в течение одного кадра (12 с).

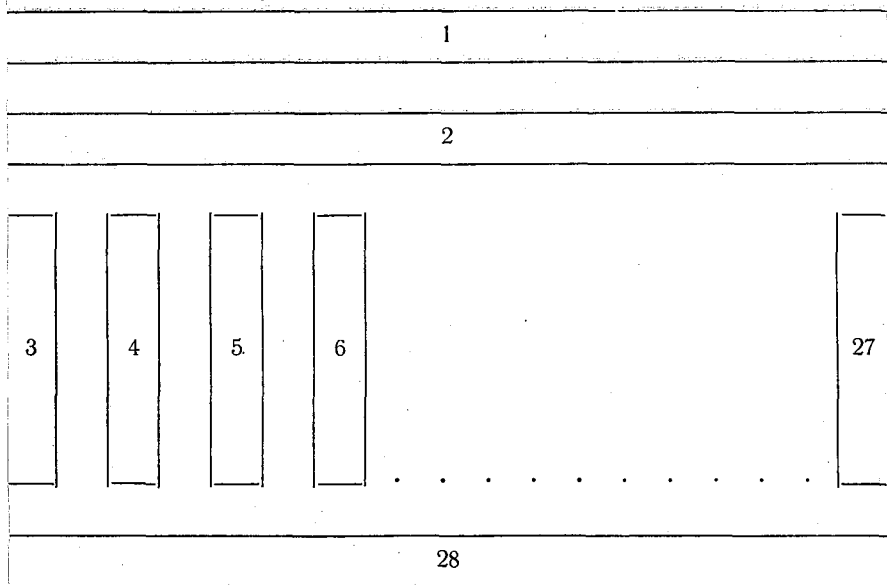


Рис. 3. Начало текста распечатки.

Программа «СРЕДНИЕ» предназначена для распечатки информации, записанной на МЛ программами «БАРС» и «ЮМО-1Б». После трансляции производится ввод констант и номера зоны, начиная с которой необходимо распечатать информацию. После сканирования этой зоны МЛ в массив W ведется поиск маркера «А» и при его обнаружении печатается текст: «дата» (1, рис. 3). Далее под соответствующими заголовками печатается раскодированная служебная информация (2). Причем высота выдается на печать в сотнях метров, скорость — в десятках км/ч, вертикальной поляризации соответствует «1», горизонтальной — «0». Следующие пять строк соответствуют значениям пяти каналов радиометров. В первом столбце печатаются средние за кадр значения холодных калибровок (3, рис. 3), во втором — горячих (4) в третьем — уровни сигнала (5). В последующих столбцах печатаются средние за каждый кадр значения радиояростной температуры (если зона четная) или величины сигнала (если зона нечетная, 6—27). В последней строке (28, рис. 3) печатаются дата, номер ячейки массива W , в которой записан маркер А, номер зоны из которой была считана информация, пять значений (для каждого канала) температур прибора, номер ячейки массива W , соответствующей концу цикла, номер зоны, в которой кончается цикл, количество обработанных кадров и номер цикла. Далее опять идет маркер А и печатается информация о следующем кадре.

Когда массив W полностью переработан, номер зоны увеличивается на два, считывается зона МЛ в массив W и работа продолжается. Решение заканчивается при снятии задачи с пульта. Для распечатки информации со сканирующего радиометра существует программа «СКАН», которая дает возможность вывести на АЦПУ либо только средние за кадр значения измерений для всех углов наклона антенны, либо плюс к этому ежесекундные значения. Кроме того можно с помощью этой же программы распечатывать усредненные за кадр значения измерений несканирующих каналов.

Наличие маркеров в числовом материале, появляющихся в каждом секундном интервале, позволяет осуществить выход на любой момент эксперимента. Это в частности дает возможность производить исправление сбоев при регистрации выходных сигналов радиометров.

Эту задачу решает самостоятельная программа «ПРАВКА», осуществляющая поиск места сбоя по введенным координатам (дата, время, позиция в ячейке) и его исправление. Намеченный к исправлению отсчет вместе с его координатами выводится для контроля на печать и после этого заменяется на новый. Все задания на исправления выполняются автоматически. Кроме одиночных исправлений могут также производиться групповые (например, замена нескольких отсчетов в режиме калибровок на одно новое значение).

В. К. Пилипенко, Ю. В. Рыбаков, Д. В. Шанников

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ НА $\lambda = 1,33$ см

1. Метод определения коэффициента ослабления атмосферы по ее собственному излучению получил широкое распространение в связи с тем, что он позволяет относительно просто определять малые значения коэффициента ослабления. Теоретические аспекты этой задачи достаточно полно изложены в ряде работ [1, 3]. Вопросы методики наблюдений и обработки результатов изложены в работах [2, 4]. При анализе результатов измерений наибольшую сложность вызывает влияние дальних боковых и задних лепестков диаграммы направленности антенны. Различные методы наблюдений (метод разрезов, абсолютный метод и т. д.) строятся, как правило, на возможности выделить и скомпенсировать при дальнейшей обработке результатов вклад дальних боковых и задних лепестков. Для этого при использовании метода разрезов в работе [4] использована «опорная» область с яркостной температурой, равной температуре приземного слоя воздуха T_0 ; при использовании абсолютных измерений яркостной температуры в зените требуется эталонный диск, перекрывающий полный лепесток диаграммы направленности. Наличие «опорной» области в методе разрезов является большим неудобством (особенно при судовых измерениях), поэтому в настоящей работе сделана попытка использовать этот метод без введения понятия «опорной» области, однако при этом необходимо, чтобы коэффициент изотропного рассеяния антенны был бы достаточно малым. Ниже приводится описание аппаратуры, методики наблюдений и обработки результатов, а также модифицированного метода разрезов, использовавшегося в ходе САМЭКС-76 на борту НИС «Академик Королев» в августе—ноябре 1976 г.

2. Основными элементами комплекса являлись однозеркальная параболическая антенна диаметром 600 мм при $F/D = 0,5$ и супергетеродинный приемник с чувствительностью примерно 1,5 К/с. Выходные данные регистрировались на самописце ЭПП-09. Антенна и приемник были закреплены на поворотном устройстве, обеспечивающем точность отсчета угла $1'$. Вся аппаратура, в свою

очередь, размещалась на гиросtabilизированной платформе. Схема размещения представлена на рис. 1.

В связи с необходимостью получения низкого коэффициента рассеяния антенны край зеркала облучался по уровню примерно — 20 дБ. В качестве облучателя использовался гофрированный (скалярный) рупор. На рис. 2 приведены диаграммы направленности антенны в плоскостях Е, Н и 45°, снятые до уровня — 40 дБ. Для определения коэффициента рассеяния усредненная диаграмма интегрировалась в секторе главного ($\pm 3,5^\circ$), главного и первого бокового ($\pm 8^\circ$), главного и двух боковых ($\pm 11,5^\circ$), главного и трех боковых лепестков ($\pm 15^\circ$). По нашим оценкам область ближних боковых (неизотропная область) содержит при-

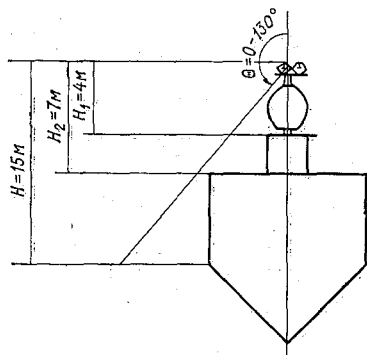


Рис. 1. Схема размещения аппаратуры на судне.

мерно 16 % мощности, область главного лепестка — более 80 %, область дальних боковых (изотропная область) — несколько %. КПД тракта антенны от фланца облучателя до входа приемника равен 0,7—0,8.

3. Проводились как долговременные (15—30 минут) измерения при направлении антенны в зенит, так и измерения методом разрезов. При измерениях по методу разрезов обычно предполагается, что полное ослабление по лучу зрения обладает секансной зависимостью зенитного угла, поэтому для облегчения последующей обработки вы-

бирались зенитные углы, $\sec \theta$ которых кратен целым числам от 1 до 9. Время записи по одному углу составляло не менее 30 с.

4. Данные с ленты самописца проходили первичную обработку, при которой учитывался дрейф нуля приемника, изменение температуры модулятора и изменение коэффициента усиления приемника, определяемое по уровню сигнала от заранее калиброванного генератора шума. Результатом первичной обработки являлись значения антенных температур как функции зенитного нуля θ . Температура антенны, направленной под углом θ к зениту, равна [4]

$$T_a = T_{cp} (1 - e^{-\tau \sec \theta}) (1 - \beta_{гл}) \eta + \bar{T}_н \beta_{н} \eta + \bar{T}_и \beta_{и} \eta + T_0 (1 - \eta), \quad (1)$$

где $T_{cp} (1 - e^{-\tau \sec \theta}) = T_n$; T_{cp} — средняя термодинамическая температура атмосферы в области главного лепестка; τ — коэффициент ослабления (оптическая толщина атмосферы); $\beta_{гл}$, $\beta_{н}$, $\beta_{и}$ — коэффициенты рассеяния вне главного лепестка, неизотропная и изотропная части рассеяния соответственно; причем $\beta_{гл} = \beta_{н} + \beta_{и}$; $\bar{T}_н$ — $\bar{T}_и$ — усредненные яркостные температуры по области неизотропных и изотропных лепестков; η — КПД, тракта антенны, T_0 — температура вблизи поверхности земли, совпадающая с температурой, при которой находится антенна.

Так как для остронаправленных антенн (и для данной антенны, в частности) сектор неизотропных лепестков невелик, величину $\bar{T}_H$ можно положить равной яркостной температуре в области главного лепестка и объединить два слагаемых в правой части выражения (1) в одно:

$$T_{cp}(1 - e^{-\tau \sec \theta})(1 - \beta_H)\eta + \bar{T}_H \beta_H \eta \approx T_{cp}(1 - e^{-\tau \sec \theta})(1 - \beta_H)\eta, \quad (2)$$

где, как уже указывалось, β_H близок к нулю.

Воспользуемся выражением для средней температуры атмосферы T_{cp} , выведенным в работе [5]:

$$T_{cp} = T_0 - bHS(\tau \sec \theta)(e^{\tau \sec \theta} - 1)^{-1}, \quad (3)$$

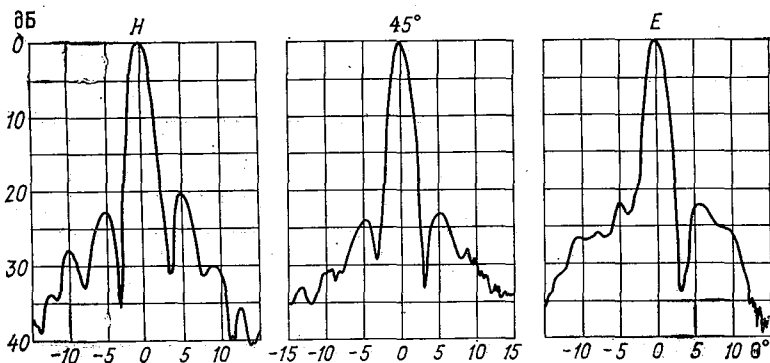


Рис. 2. Диаграммы направленности антенны в плоскостях E, H и 45°.

где $b = 6,5$ К/км — градиент температуры в тропосфере, $H \approx 2$ км — эффективная высота водяного пара,

$$S(\tau \sec \theta) = \sum_{k=1}^{\infty} \frac{(\tau \sec \theta)^k}{k \cdot k!}.$$

Подставляя (3) и (2) в (1), преобразуем выражение (1) к виду

$$\ln\left(1 - \frac{T_a}{T_0} + \frac{\bar{T}_H \beta_H \eta}{T_0}\right) = -\tau \sec \theta + \ln \eta + \ln\left(1 + \frac{bHS(\tau \sec \theta)}{T_0}\right). \quad (4)$$

Величина $\frac{\bar{T}_H \beta_H \eta}{T_0}$ не превосходит β_H , т. е. для данной антенны составляет несколько процентов и в первом приближении ею можно пренебречь. Величину $\ln\left(1 + \frac{bHS}{T_0}\right)$ разложим по степеням $\frac{bHS}{T_0}$, используя малость этого члена по сравнению с единицей

$$\ln\left(1 + \frac{bHS}{T_0}\right) = \frac{bHS}{T_0} - \frac{1}{2} \left(\frac{bHS}{T_0}\right)^2 + \dots \quad (5)$$

Зависимость S от $\tau \sec \theta$ в общем случае нелинейна, однако учитывая, что $\tau_{\max} \sec \theta_{\max}$ не превосходит, как правило, 2—3 (даже

для $\sec \theta_{\max} = 9$), можно в разложении (5) ограничиться одним слагаемым. Таким образом,

$$\ln \left(1 + \frac{bHS(\tau \sec \theta)}{T_0} \right) \approx \alpha \frac{bH\tau \sec \theta}{T_0}, \quad (6)$$

где $\alpha = 1 - 1,5$.

Окончательно, пренебрегая $\beta_{\text{и}}$ в (4), получим

$$\ln \left(1 - \frac{T_a}{T_0} \right) = \ln \eta - \tau \sec \theta \left(1 - \frac{bH\alpha}{T_0} \right). \quad (7)$$

В нулевом приближении изотропной атмосферы ($b = 0$) формула (7) сводится к

$$\ln \left(1 - \frac{T_a}{T_0} \right) = \ln \eta - \tau_0 \sec \theta. \quad (8)$$

Строя зависимость $\ln \left(1 - \frac{T_a}{T_0} \right)$ от $\sec \theta$, определяем τ_0 по наклону прямой и $\ln \eta$ по отсекаемому на оси ординат отрезку. Подобная методика позволяет независимо от определения τ_0 оценить величину η , если она заранее не известна, а также, если она меняется от сеанса к сеансу, например, из-за попадания влаги на элементы антенны. После определения τ_0 можно в нулевом приближении вычислить $T_{\text{я}}$ при $\theta = 0$ по формуле

$$T_{\text{я}0} = T_0 (1 - e^{-\tau_0}). \quad (9)$$

Рассмотрим влияние поправки к τ_0 , связанной с неизотермичностью атмосферы. Из формулы (7) имеем

$$\tau = \frac{\tau_0}{1 - \frac{bH\alpha}{T_0}}, \quad (10)$$

где выбор коэффициента α осуществляется после определения τ_0 . Истинное $T_{\text{я}}$ при $\theta = 0$ определяется следующим выражением:

$$T_{\text{я}} = T_{\text{ср}} (1 - e^{-\tau}). \quad (11)$$

Для малых τ , а следовательно и τ_0 , $T_{\text{я}}$ примерно равно $T_{\text{я}0}$. Действительно, если воспользоваться формулой (3) при $\sec \theta = 1$ и подставить в нее $S(\tau)$, которое на основании (6) примерно равно $\alpha\tau$, а $(e^{\tau} - 1)$ заменить на τ , то, подставляя получившееся выражение в (11), заменяя $(1 - e^{-\tau})$ на τ и используя (10), получим

$$T_{\text{я}} = T_{\text{я}0}. \quad (12)$$

Таким образом, при вычислении $T_{\text{я}}$ для случая $\tau \ll 1$ достаточно нулевого приближения. Рассчитанные по экспериментальным точкам величины $T_{\text{я}}$ можно сравнить со значениями $T_{\text{я зонд}}$, рассчитанными по данным зондирования. Использовалось следующее соотношение между $T_{\text{я зонд}}$ и осажденной влагой w [6]:

$$T_{\text{я зонд}} = 2,81 + 1,7w. \quad (13)$$

5. В качестве примера рассмотрим обработку двух сеансов наблюдений: ст. 225 (9 октября 1976) — сеанс с относительно небольшим коэффициентом ослабления; ст. 9 ноября 1976 — сеанс с большим коэффициентом ослабления. По данным метеонаблюдений облачность во время сеансов составляла 2—3 балла.

Во время ст. 225 было снято два разреза. Экспериментальные точки, полученные в результате обработки по формуле (8), приведены на рис. 3. По оси абсцисс отложены значения $\sec \theta$, $\sec \theta = 1$ соответствует направлению в зенит, для $\sec \theta = 9$ зенитный угол равен $83^\circ 37'$. По оси ординат отложены значения $\ln \left(1 - \frac{T_a}{T_0}\right)$, рассчитанные по экспериментально полученным величинам T_a .

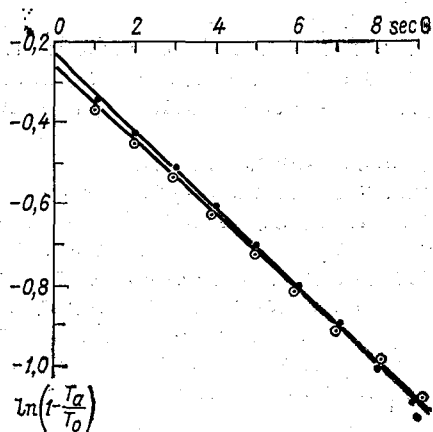


Рис. 3. Пример определения коэффициента ослабления для сеанса с относительно небольшим коэффициентом ослабления.

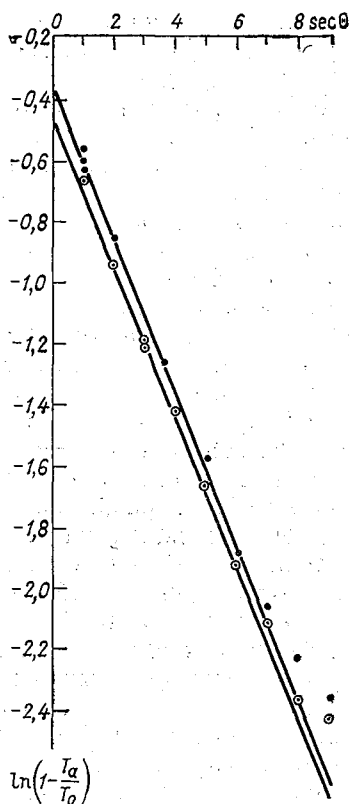


Рис. 4. Пример определения коэффициента ослабления для сеанса с большим коэффициентом ослабления.

Как показала обработка результатов, в большинстве случаев экспериментальные точки хорошо ложатся на прямую за исключением точки зенита ($\sec \theta = 1$) и точек, соответствующих большим зенитным углом ($\sec \theta = 8$ и $\sec \theta = 9$), поэтому при проведении прямой эти точки в ряде случаев не учитывались. Эти отклонения можно объяснить тем, что для зенита нельзя с равным основанием пренебрегать β_0 , а для больших углов θ и больших значений $\tau \sec \theta$ (особенно при больших τ) нужно учитывать несколько членов разложения (5).

Значения τ_0 для первого и второго разрезов равны 0,096 и 0,093, $T_{\text{я}0} = 26,4$ К и 25,5 К. После определения τ_0 определяем α в формуле (6)

$$\alpha \approx \frac{S(\tau_0 \sec \theta_{\max})}{\tau_0 \sec \theta_{\max}} \approx \frac{S(\tau_0)}{\tau_0}. \quad (14)$$

Считая $\sec \theta_{\max} = 7$, получим $\alpha \approx 1,1$. По формуле (10) вычисляем τ , равные 0,101 и 0,097. Поправка к соответствующим величинам τ_0 составляет 5,2 %.

Рассмотрим теперь сеанс наблюдений с большим коэффициентом ослабления (ст. 9 ноября 1976, рис. 4).

Значения τ_0 в данном примере равны 0,253 и 0,246 для двух последовательных разрезов, значения $T_{\text{я}0} = 67,2$ и 65,6 К соответственно. Величина $\alpha \approx 1,5$ τ равна соответственно 0,271 и 0,263. Поправка к значениям τ_0 составляет примерно 7 %. Яркостные температуры, вычисленные по формуле (11), равны 68,5 и 66,8 К. Неточность определения соответствующих значений $T_{\text{я}}$ составляет примерно 2 %. Таким образом, даже при достаточно высоких коэффициентах ослабления $T_{\text{я}} \approx T_{\text{я}0}$.

По данным зондирования для ст. 225 $w = 16,85$ мм (зонд № 164) и $T_{\text{я зонд}} = 31,5$ К; для ст. 9 ноября 1976 $w = 39,538$ мм (зонд № 263) и $T_{\text{я зонд}} = 70,0$ К, что хорошо совпадает с экспериментально определенными значениями $T_{\text{я}}$, полученными при измерениях методом разрезов.

6. Изложенная выше методика позволяет по данным антенных измерений получать значения яркостных температур, коэффициентов ослабления, а также определять КПД антенной системы. Использование антенн с малым коэффициентом изотропного рассеяния позволяет отказаться от понятия «опорной» области, неудобного при судовых измерениях. Графический способ определения коэффициента ослабления обладает наглядностью, дает возможность оценить угловые интервалы, в которых изложенная методика может применяться, и позволяет легко оценивать и производить отбраковку случайных ошибок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башаринов А. Е. Измерение радиотепловых и плазменных излучений в СВЧ диапазонах. — М.: Сов. Радио, 1968.
2. Горелик А. Г. и др. Определение общего влагосодержания атмосферы по ее собственному радиоизлучению. — Труды ЦАО, 1972, вып. 103, с. 5—19.
3. Жевакин С. А. и др. Радиоизлучение атмосферы и исследование поглощения сантиметровых радиоволн. — Изв. вузов, Радиофизика, 1958, 1, № 2, с. 19—26.
4. Кисляков А. Г. Об определении поглощения радиоволн в атмосфере по ее собственному радиоизлучению. — Радиотехника и электроника, 1968, ХПІ, № 7, с. 1161—1168.
5. Кисляков А. Г. Эффективная длина пути и средняя температура атмосферы. — Изв. вузов, Радиофизика, 1966, IX, № 3, с. 451—461.
6. Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерению микроволнового излучения. — Труды ГГО, 1968, вып. 222.

В. К. Пилипенко, Ю. В. Рыбаков

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ КОЭФФИЦИЕНТА ОСЛАБЛЕНИЯ И ЯРКОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ АТМОСФЕРЫ НА $\lambda = 1,33$ см

1. Методика обработки результатов измерений антенных температур, изложенная в работе [2], верна для случая слоисто-однородной по горизонтали модели атмосферы. Полагая, что в случае облачной атмосферы и в случае дождя также применима слоистая модель, можно применить данную методику для большинства из 87 проведенных сеансов измерений. В табл. 1 приведены экспериментально определенные яркостные температуры $T_{я0}$ и коэффициенты поглощения τ_0 , а также значения осажденной влаги (w мм) и абсолютной влажности приводного слоя (a г/м³) по данным аэрологического зондирования.

2. Все результаты, приведенные в табл. 1, были поделены на две группы:

- 1) случай малооблачных сеансов наблюдений;
- 2) наблюдения при сильной облачности, исключая сеансы наблюдений в дождливую погоду.

На рис. 1 и 2 представлены условные «временные» зависимости a , w , $T_{я}$ от номера сеанса (станции) для малооблачных и сильнооблачных сеансов наблюдений. Условность выбора независимой переменной заключается в том, что выборки из табл. 1 делались не через равные временные промежутки, а в зависимости от метеословий (вид и код облачности для большинства станций также приведены на рис. 1 и 2). При построении зависимости значения $T_{я0}$ усреднялись в пределах сеанса наблюдений. В результате статистической обработки были получены следующие оценки коэффициентов корреляции:

1) для малооблачных сеансов наблюдений $\hat{\rho}_{wa} = 0,964$; $\hat{\rho}_{T_{я}a} = 0,973$; $\hat{\rho}_{T_{я}w} = 0,929$;

2) для наблюдений при сильной облачности $\hat{\rho}_{wa} = 0,799$; $\hat{\rho}_{T_{я}a} = 0,846$; $\hat{\rho}_{T_{я}w} = 0,799$.

Таблица 1

№ п/п	№ станции	ψ зонд мм	α г/м²	T яо К	τ_0 Нп	№ п/п	№ станции	ψ зонд мм	α г/м²	T яо К	τ_0 Нп
1	67	38,6	19,7	71,8	0,275	24	151	11,6	7,0	28,8	0,108
				72,5	0,278					35,7	0,136
2	68	38,6	17,6	78,3	0,305					31,4	0,118
3	79	40,5	19,4	68,5	0,262					26,3	0,098
				68,7	0,262					30,6	0,115
				66,4	0,253					37,0	0,141
4	81	19,2	9,3	46,3	0,177	25	153	8,5	6,5	17,9	0,065
				46,1	0,176					19,8	0,073
5	83	10,6	8,8	38,9	0,149	26	156	12,6	8,0	28,9	0,108
6	97	15,4	8,8	19,4	0,071	27	160	11,6	7,5	30,4	0,114
7	99	16,3	8,9	41,6	0,160	28	164	14,0	8,0	42,1	0,163
8	103	13,4	8,6	38,9	0,148	29	167	7,7	5,7	26,8	0,1
				39,4	0,150					18,8	0,069
				38,1	0,145					18,0	0,066
				38,4	0,146	30	171	9,9	5,9	23,2	0,086
				38,4	0,146					22,4	0,083
9	105	16,7	8,6	39,8	0,152	36	176	8,3	5,9	22,0	0,081
10	108	20,7	8,8	37,6	0,143					21,5	0,079
11	111	14,5	8,1	39,2	0,150	32	176	31,1	10,8	82,6	0,341
				38,8	0,148					70,1	0,281
				39,5	0,151					108,0	0,474
12	113	12,3	8,0	40,4	0,155					80,4	0,330
				38,3	0,146					76,2	0,310
13	116	14,1	8,0	33,3	0,126	33	180	29,1	10,2	141,6	0,685
				36,3	0,138					130,8	0,613
14	119	12,7	7,0	36,8	0,140	34	184	10,7	8,1	23,2	0,085
				36,3	0,138					21,7	0,079
15	123	17,7	8,6	46,3	0,179					24,0	0,088
				43,2	0,166	35	188	19,6	8,3	37,2	0,140
16	125	14,5	8,0	38,2	0,146					40,2	0,152
				36,4	0,138					37,5	0,141
17	127	14,7	8,0	40,5	0,155					39,0	0,147
				42,9	0,165	36	189	18,1	11,8	50,1	0,189
18	131	22,6	8,5	52,0	0,203	37	193	14,6	8,5	30,1	0,110
				40,9	0,156					29,5	0,108
				48,8	0,189	38	197	28,8	14,2	72,5	0,287
				40,2	0,153					72,9	0,289
19	135	13,6	8,9	42,8	0,164	39	201	21,2	11,1	50,0	0,190
				46,4	0,179					47,4	0,179
20	139	32,2	9,7	67,1	0,269	40	205	30,7	9,2	61,0	0,239
				62,2	0,247					45,8	0,174
				56,6	0,222	41	209	9,7	7,4	29,5	0,109
				53,6	0,209					24,9	0,091
21	141	15,1	9,3	31,1	0,117	42	213	29,0	11,3	64,1	0,250
				35,1	0,133					60,5	0,234
22	143	13,1	8,6	28,6	0,106	43	217	13,6	11,4	29,5	0,108
				27,8	0,103					25,9	0,094
				34,4	0,129	44	221	14,7	7,5	34,9	0,123
				31,9	0,119					40,4	0,151
				33,0	0,123	45	225	16,9	7,6	24,8	0,090
				32,0	0,121					25,0	0,091
23	147	9,9	8,5	38,3	0,146	46	230	11,7	6,2	31,4	0,119
				40,5	0,155					27,4	0,103
										38,1	0,146
										35,6	0,136

№ п/п	№ станции	$w_{\text{зонд}}$ мм	a г/м³	$T_{\text{я0}}$ К	τ_0 Нп	№ п/п	№ станции	$w_{\text{зонд}}$ мм	a г/м³	$T_{\text{я0}}$ К	τ_0 Нп
47	234	6,4	5,0	20,1 19,5 18,5	0,075 0,073 0,069	61	271	15,8	6,5	35,5 40,2 44,2	0,135 0,154 0,171
48	237	7,9	6,4	25,1 28,1	0,094 0,106	62	282 I, II	7,8	4,7	20,4 16,5	0,076 0,061
49	238	13,2	6,4	29,9 33,8	0,113 0,129					18,4 20,3	0,068 0,075
				41,1 45,6	0,159 0,178	63	286	7,3	4,7	19,3	0,070
50	242	11,6	7,1	31,3 38,4	0,119 0,148	64	287	7,8	5,0	20,9	0,077
51	243 I, II, III	8,5	7,0	22,5 18,7	0,083 0,068	65	290	16,1	8,3	53,6	0,210
				18,0 26,2	0,065 0,096	66	294	9,5	5,8	26,0	0,096
52	246	12,1	8,8	33,6 31,1	0,126 0,116	67	295	12,1	6,4	25,6	0,096
				29,8 23,0	0,111 0,085	68	300	15,9	8,2	28,0	0,104
53	250	10,7	7,4	23,4 23,1	0,086 0,085	69	2 XI 76	7,5	6,1	27,6	0,101
54	251	10,8	8,0	26,3 35,3	0,098 0,133	70	3 XI 76	13,2	10,5	32,3	0,116
55	255	16,2	9,2	34,3 28,0	0,129 0,104	71	4 XI 76			34,7	0,125
				61,1 71,9	0,243 0,293	72	6 XI 76	34,7	17,1	78,8	0,309
56	258			25,4 18,0	0,095 0,066	73	7 XI 76	33,6	18,2	82,3	0,325
57	262	14,5	5,2	18,9 24,0	0,070 0,089	74	8 XI 76	32,5	19,7	62,9	0,238
58	263	12,3	5,1	25,8 0,096		75	9 XI 76	39,5	20,4	66,6	0,254
59	266	8,79	5,4			76	10 XI 76	36,8	20,3	81,9	0,320
60	267	10,4	5,9			77	10 XI 76	41,9	20,7	72,1	0,276
										75,5	0,289
										78,2	0,301
										64,4	0,241
										66,1	0,248
										70,9	0,265
										71,1	0,265
										73,1	0,273
										72,7	0,273
										76,8	0,291

Отметим, что значения коэффициентов корреляции значительно выше, чем полученные в работе [1].

Представляет интерес оценить среднюю квадратическую ошибку радиометрических и аэрологических измерений. Используем для этой цели последовательность измерений при малой облачности, представленную в табл. 2. Значения яркостных температур $T_{\text{я зонд}}$ рассчитывались по формуле

$$T_{\text{я зонд}} = 2,81 + 1,7w. \quad (1)$$

Средние значения $\bar{T}_{\text{я}}$, дисперсии $\sigma_{T_{\text{я}}}^2$ и корреляционный момент $R_{\text{зр}}$ радиометрических и аэрологических значений яркостной температуры следующие:

$\bar{T}_{\text{яр К}}$	$\bar{T}_{\text{яз К}}$	$\sigma_{T_{\text{яр}}}^2$	$\sigma_{T_{\text{яз}}}^2$	$R_{\text{зр}}$
22,9	22,5	18,6	25,5	9,0

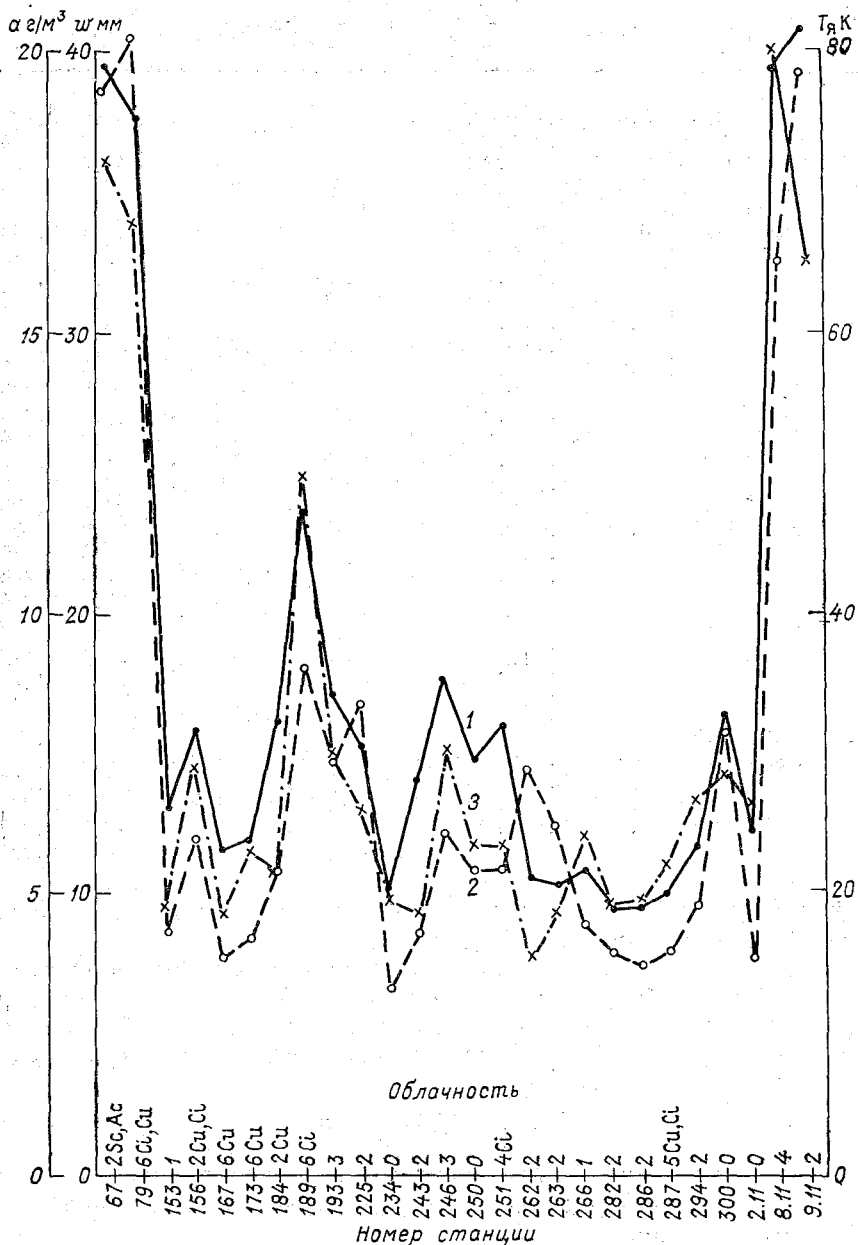


Рис. 1. Зависимость абсолютной влажности при-
водного слоя, значения осажженной влаги и яр-
костной температуры от номера сеанса для мало-
облачных дней наблюдения.

1 — a ; 2 — w ; 3 — $T_{я}$.

Таблица 2

№ п/п	№ станции	α г/м ³	ω мм	$T_{яз}$ К	$T_{яр}$ К
1	153	6,5	8,6	17,4	18,9
2	156	8,0	12,0	23,2	28,9
3	167	5,7	7,7	15,9	18,4
4	173	5,9	8,3	16,9	22,8
5	184	8,1	10,7	21,0	21,7
6	193	8,5	14,6	27,6	29,8
7	225	7,6	16,9	31,5	26,0
8	234	5,0	6,4	13,7	19,4
9	243	7,0	8,5	17,3	18,3
10	246	8,8	12,1	23,4	30,5
11	250	7,4	10,1	21,0	23,2
12	251	8,0	10,8	21,2	23,1
13	262	5,2	14,5	27,5	15,0
14	263	5,1	12,3	23,7	18,5
15	266	5,4	8,8	17,8	24,0
16	282	4,7	7,8	16,1	18,9
17	286	4,7	7,3	15,2	19,3
18	287	5,0	7,8	16,1	22,2
19	294	5,8	9,5	19,0	26,3
20	300	8,2	15,9	29,8	28,5
21	2 XI 1976	6,1	7,5	15,5	26,6

Подобно тому, как это сделано в работе [1], $T'_{яз}$ и $T'_{яр}$ — отклонения от средних значений яркостных температур, полученных по зондовым и радиометрическим измерениям; $T'_{я}$ — неизвестное истинное значение отклонения от среднего.

Запишем $T'_{яз}$ и $T'_{яр}$ в виде сумм

$$T'_{яз} = T'_{я} + \varepsilon_z, \quad (2)$$

$$T'_{яр} = T'_{я} + \varepsilon_p, \quad (3)$$

где ε_p и ε_z — ошибки радиометрических и зондовых измерений. В предположении независимости вариаций $T_{я}$ и ошибок ε_z и ε_p получим

$$R_{зр} = \overline{T'_{яз} T'_{яр}} = \overline{T'_{я} T'_{я}} = \sigma_{T_{я}}^2. \quad (4)$$

Определяя $R_{зр}$, тем самым определяем и $\sigma_{T_{я}}$. Зная $\sigma_{T_{я}}^2$, $\sigma_{T_{яр}}^2$ и $\sigma_{T_{яз}}^2$ можно определить среднюю квадратическую ошибку радиометрических и аэрологических измерений по формулам

$$\sigma_{\varepsilon_p} = \sqrt{\sigma_{T_{яр}}^2 - \sigma_{T_{я}}^2}, \quad (5)$$

$$\sigma_{\varepsilon_z} = \sqrt{\sigma_{T_{яз}}^2 - \sigma_{T_{я}}^2}. \quad (6)$$

В результате вычислений получены следующие значения средних квадратических отклонений:

1) вариаций яркостной температуры

$$\sigma_{T_{\text{я}}} \approx 3,0\text{K}; \quad (7)$$

2) ошибок аэрологических измерений

$$\sigma_{\varepsilon_3} \approx 4,1\text{K}; \quad (8)$$

3) ошибок радиометрических измерений

$$\sigma_{\varepsilon_p} \approx 3,1\text{K}. \quad (9)$$

Таким образом, $\sigma_{T_{\text{я}}}$ составляет примерно 10 % от $\bar{T}_{\text{я}}$. Средние квадратические ошибки σ_{ε_3} и σ_{ε_p} составляют 20 и 13,5 % от соответствующих средних значений $T_{\text{я}}$ и 137 и 103 % относительно $\sigma_{T_{\text{я}}}$ что находится в хорошем соответствии с результатами, полученными в [1].

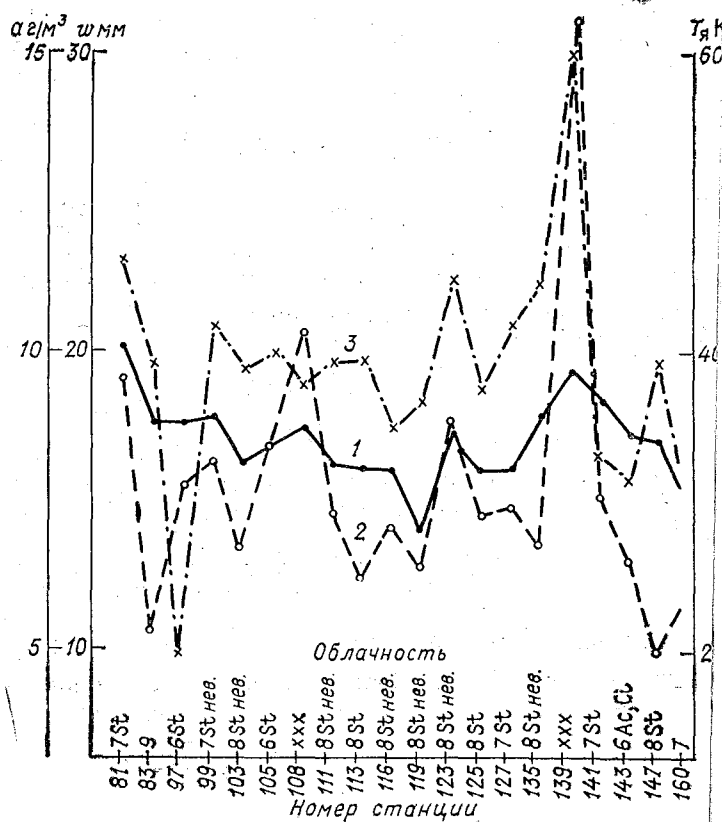
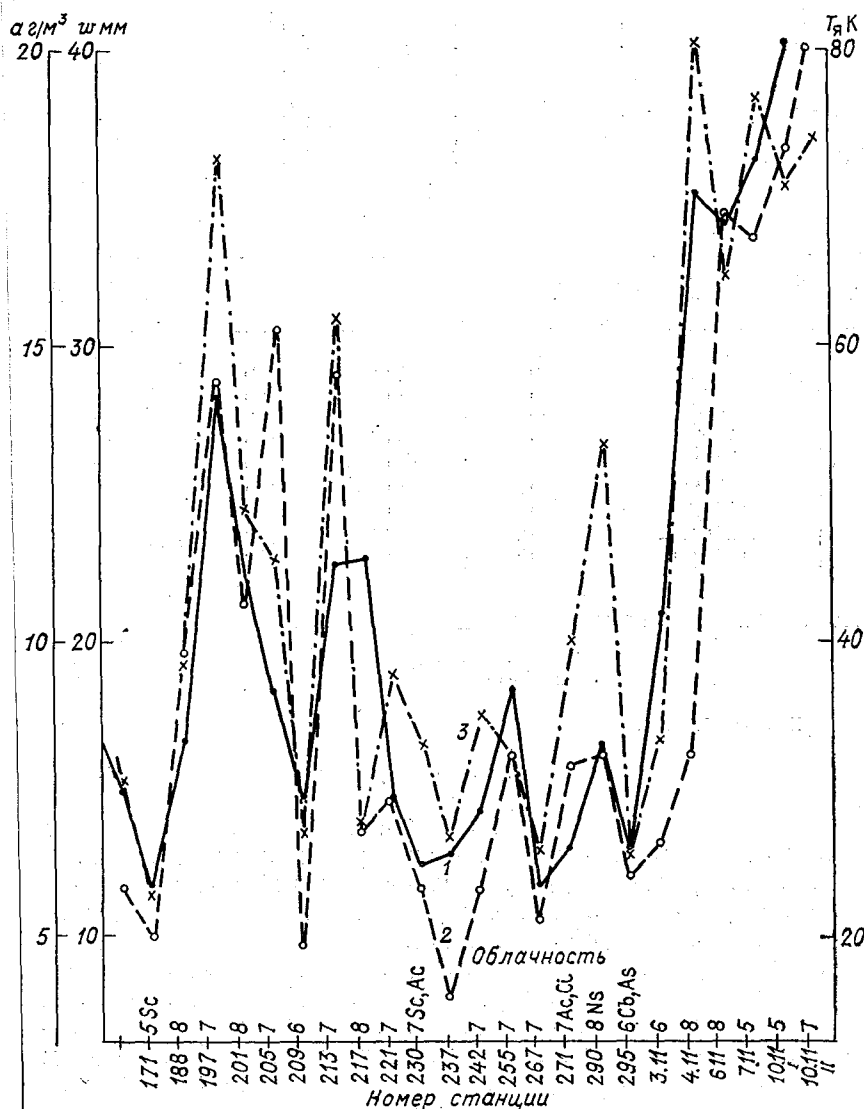


Рис. 2. Зависимость абсолютной влажности приводного сл для сильнооблачной

3. Данные, приведенные в табл. 1 и рис. 1 и 2, можно использовать для построения линий регрессии для случая малооблачных и сильнооблачных сеансов наблюдений. Предварительно значения a , w , $T_{\text{я}}$ усреднялись в пределах единичных интервалов по a . Интервалы усреднения по a , усредненные значения $\bar{a}$, $\bar{w}$, $\bar{T}_{\text{я}}$



значения осажженной влаги и яркостной температуры от номера сеанса дней наблюдения.

2 — w ; 3 — $T_{\text{я}}$.

количество точек усреднения приведены в табл. 3 для малооблачных сеансов и в табл. 4 для сильной облачности.

Таблица 3

Интервал усреднения по a	$\bar{a}$ г/м ³	$\bar{w}$ мм	$\bar{T}_y$ К	Число точек усреднения
4—5	4,7	7,6	19,1	2
5—6	5,4	9,4	20,8	8
6—7	6,3	8,0	22,8	2
7—8	7,3	12,0	22,5	3
8—9	8,3	12,1	27,1	6
11,8	11,8	18,1	50,1	1
18,8—20,4	19,7	37,8	71,4	4

Таблица 4

№ п/п	Интервал усреднения по a	$\bar{a}$ г/м ³	$\bar{w}$ мм	$\bar{T}_y$ К	Число точек усреднения
1	5—6	5,9	10,1	24,3	2
2	6—7	6,4	11,9	31,3	4
3	7—8	7,3	12,1	33,4	5
4	8—9	8,4	14,9	38,9	17
5	9—10	9,4	23,6	42,8	4
6	10—11	10,3	16,2	39,9	2
7	11—12	11,3	21,3	46,2	3
8	14,2	14,2	28,8	72,7	1
9	17,7—20,7	18,8	32,6	73,5	5

Для малооблачных сеансов получим

$$\hat{T}_y = 6,4 + 1,8w. \quad (10)$$

Для сильной облачности

$$\hat{T}_y = 5,5 + 2,1w. \quad (11)$$

Линия регрессии (10) для малооблачных сеансов находится в хорошем соответствии с эмпирическим уравнением (1), использовавшимся для расчета $T_{y \text{ зонд.}}$. В случае сильной облачности наклон прямой увеличивается примерно на 20 % по сравнению с наблюдениями при малой облачности.

Результаты, полученные в настоящей работе, показывают, что даже при использовании радиометров средней чувствительности точность радиометрических измерений яркостной температуры оказывается не хуже точности аэрологических измерений. При этом существует возможность уменьшения аппаратурных ошибок за счет применения более чувствительных супергетеродинных и параметрических приемников, применения схем термостабилизации приемников и использования антенн с низкими коэффициентами рассеяния.

После создания и отработки малогабаритных чувствительных приемников, приспособленных для морских наблюдений, а также антенных систем с весьма малыми коэффициентами рассеяния целесообразно, на наш взгляд, оборудовать подобными комплексами суда Госкомгидромета, имеющие гироплатформы, что позволило бы достаточно быстро накопить большой статистический материал, который может представлять как самостоятельный интерес, так и облегчить интерпретацию спутниковых данных.

В заключение авторы выражают признательность ГГО им. А. И. Воейкова за приглашение принять участие в САМЭКС-76, в результате чего были получены результаты, представляющие взаимный интерес, а также лично В. В. Мелентьеву и Ю. И. Рабиновичу за обсуждение результатов и ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ершов А. Т., Плечков В. М. Сравнение аэрологических и радиометрических данных о влагосодержании атмосферы по результатам измерений в экспедиции ТРОПЭКС-74.— В кн.: Радиофизические исследования атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1977.

2. Пилипенко В. К. и др. Аппаратурный комплекс и методика измерений на $\lambda=1,33$ /Пилипенко В. К., Рыбаков Ю. В., Шанников Д. В. См. настоящий сборник.

3. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерению микроволнового излучения.— Труды ГГО, 1968, вып. 222.

В. И. Лесин, В. Д. Степаненко

ВОЗМОЖНОСТИ ОЦЕНКИ ЭФФЕКТИВНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ЖИДКОКАПЕЛЬНЫХ ОБЛАКОВ РАДИОЛОКАЦИОННЫМ МЕТОДОМ

Предлагаемый нами метод основан на существенно различной зависимости ослабления электромагнитных волн в разных участках миллиметрового диапазона от температуры капелек воды.

Возможность оценки эффективной температуры капельных облаков по СВЧ радиометрическим измерениям впервые рассмотрена в работе [4].

Зависимость коэффициента затухания в облаках от температуры для любого диапазона радиоволн может быть выражена нелинейным алгебраическим уравнением вида

$$\gamma_w^{\lambda_i} = w \alpha_w^{\lambda_i}(T), \quad (1)$$

где $\gamma_w^{\lambda_i}$ — коэффициент затухания в жидкокапельных облаках на волне λ_i , дБ · км⁻¹; w — водность облака, г · м⁻³; $\alpha_w^{\lambda_i}(T)$ — единичный коэффициент затухания в облаках при температуре T , дБ · км⁻¹/г · м⁻³.

Уравнение (1) нелинейное, так как единичный коэффициент ослабления в жидкокапельных облаках на волне λ_i находится в нелинейной зависимости от температуры.

Эффективным методом решения системы таких уравнений для нескольких длин волн является итерационный.

Исходя из физического смысла функции $\alpha_w^{\lambda_i}(T)$, можно считать ее непрерывной и дифференцируемой в интервале интересующих нас температур. Это дает нам право линеаризовать систему уравнений (2) для нескольких волн в точке $T^{(v)}$, в частности для λ_1 и λ_2 имеем

$$\left. \begin{aligned} \gamma_w^{\lambda_1} &= w \left[\alpha_{T^{(v)}}^{\lambda_1} + \left(\frac{\partial \alpha}{\partial T} \right)_{T^{(v)}}^{\lambda_1} \Delta T^{(v+1)} \right] \\ \gamma_w^{\lambda_2} &= w \left[\alpha_{T^{(v)}}^{\lambda_2} + \left(\frac{\partial \alpha}{\partial T} \right)_{T^{(v)}}^{\lambda_2} \Delta T^{(v+1)} \right] \end{aligned} \right\}, \quad (2)$$

где $\alpha_{T^{(v)}}^{\lambda_1}$, $\alpha_{T^{(v)}}^{\lambda_2}$ — единичные коэффициенты затухания в облаках при температуре $T^{(v)}$ на волнах λ_1 и λ_2 соответственно; $\left(\frac{\partial \alpha}{\partial T}\right)_{T^{(v)}}^{\lambda_1}$, $\left(\frac{\partial \alpha}{\partial T}\right)_{T^{(v)}}^{\lambda_2}$ — соответствующие производные от единичных коэффициентов затухания по температуре; $\Delta T^{(v+1)}$ — отклонение температуры на $(v+1)$ шаге расчета. Введем следующее обозначение для относительного поглощения на волнах λ_1 и λ_2 в облаках:

$$\frac{\gamma_{\lambda_1}^{\lambda_1}}{\gamma_{\lambda_2}^{\lambda_2}} = A_{\lambda_2}^{\lambda_1} \quad (3)$$

и будем решать систему (2) относительно отклонения температуры ΔT

$$\Delta T^{(v+1)} = \frac{A_{\lambda_2}^{\lambda_1} \alpha_{T^{(v)}}^{\lambda_2} - \alpha_{T^{(v)}}^{\lambda_1}}{\left(\frac{\partial \alpha}{\partial T}\right)_{T^{(v)}}^{\lambda_1} - A_{\lambda_2}^{\lambda_1} \left(\frac{\partial \alpha}{\partial T}\right)_{T^{(v)}}^{\lambda_2}} \quad (4)$$

Для определения температуры используем рекуррентную формулу

$$T^{(v+1)} = T^{(v)} + \Delta T^{(v+1)} \quad (5)$$

Вычисления завершаются при достижении ΔT некоторого заранее выбранного минимального значения.

Согласно расчетам, проведенным для модели облачности с равномерным распределением водности и стандартным градиентом температуры, итерационный процесс сходится даже если в качестве исходного приближения брать температуру у поверхности земли.

Техническая реализация данного метода измерения средней температуры жидкокапельных облаков предусматривает использование трех диапазонов волн.

При выборе волн будем исходить из следующих соображений:

- ослабление радиолокационного излучения в облаках на одной из волн пренебрежимо мало;
- рассеяние в интервале размеров облачных капель происходит согласно рэлеевскому закону;
- ослабление радиолокационного излучения в облаках на малых длинах волн значительно, а в газах атмосферы пренебрежимо мало или легко учитываемо;
- зависимость коэффициента поглощения в жидкокапельных облаках от температуры на одной из выбранных волн существенно отличается от этой зависимости на другой волне.

Иначе говоря, необходимо выбирать такие волны, чтобы чувствительность параметра $A_{\lambda_2}^{\lambda_1}$ к температуре была максимальной, т. е.

$$\frac{\partial A_{\lambda_2}^{\lambda_1}}{\partial T} \rightarrow \max. \quad (6)$$

Первому условию для рассматриваемого типа облаков удовлетворяют длины волн $\lambda \geq 2$ см. Второму условию удовлетворяют

волны $\lambda \geq 1$ мм. Третьему условию удовлетворяют волны миллиметрового диапазона, соответствующие «окнам прозрачности» атмосферы.

Проведенные расчеты, результаты которых представлены на рис. 1, показывают, что четвертому условию лучшим образом удовлетворяет пара волн 0,2 и 0,86 см.

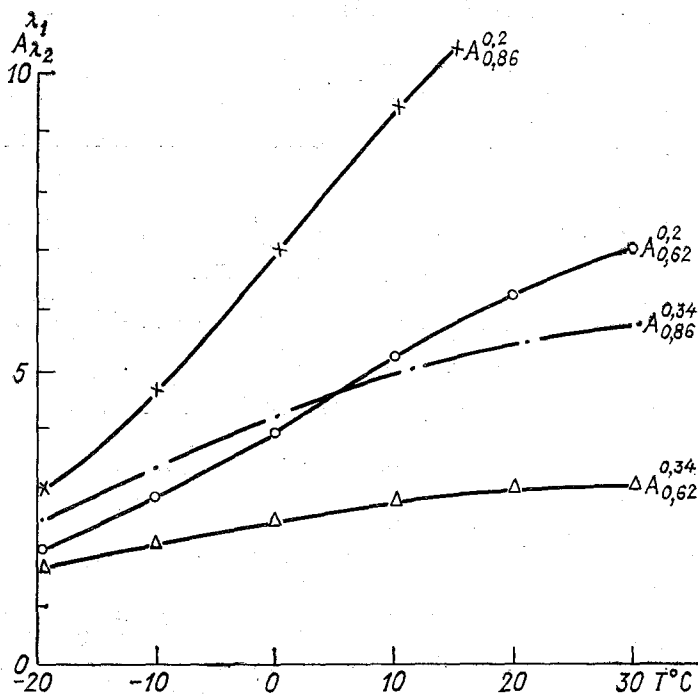


Рис. 1. Зависимость отношения поглощения в облаке на волнах λ_1 и λ_2 от температуры.

Согласно условиям выбора волн, уравнения радиолокации запишем следующим образом [6]:

$$P_R^{\lambda_1} = C_{\lambda_1} \frac{\eta^{\lambda_1}}{R^2} \cdot 10^{\left(-0,2 \int_0^R \gamma^{\lambda_1} dR \right)}, \quad (7)$$

$$P_R^{\lambda_2} = C_{\lambda_2} \frac{\eta^{\lambda_2}}{R^2} \cdot 10^{\left(-0,2 \int_0^R \gamma^{\lambda_2} dR \right)}, \quad (8)$$

$$P_R^{\lambda_3} = C_{\lambda_3} \frac{\eta^{\lambda_3}}{R^2}, \quad (9)$$

где C_{λ_i} — постоянная метеорологического радиолокатора, η^{λ_i} — радиальное (в направлении зондирования) распределение радио-

локационной отражаемости метеоцелей, R — расстояние до метеоцели, γ^{λ_i} — радиальное распределение коэффициента ослабления. Беря среднее значение γ^{λ_i} в интервале облачного объема ($R_2 - R_1$) = ΔR и выражая радиоэхо в децибеллах, получим

$$10 \lg P_{R_2}^{\lambda_1} = 10 \lg C^{\lambda_1} + 10 \lg \frac{\gamma^{\lambda_1}}{R_2^2} - 2(R_2 - R_1) \gamma^{\lambda_1}, \quad (10)$$

$$10 \lg P_{R_2}^{\lambda_2} = 10 \lg C^{\lambda_2} + 10 \lg \frac{\gamma^{\lambda_2}}{R_2^2} - 2(R_2 - R_1) \gamma^{\lambda_2}, \quad (11)$$

$$10 \lg P_{R_2}^{\lambda_3} = 10 \lg C^{\lambda_3} + 10 \lg \frac{\gamma^{\lambda_3}}{R_2^2}. \quad (12)$$

Пусть мощность радиоэхо на трех длинах волн измеряется синхронно в точках R_1 и R_2 , расположенных в зоне облаков. Тогда различие мощностей радиоэхо для первого диапазона [6]

$$A = 10 \lg \frac{\gamma^{\lambda_1}(R_1) R_2^2}{\gamma^{\lambda_1}(R_2) R_1^2} + 2(R_2 - R_1) \gamma^{\lambda_1}, \quad (13)$$

для второго диапазона

$$B = 10 \lg \frac{\gamma^{\lambda_2}(R_1) R_2^2}{\gamma^{\lambda_2}(R_2) R_1^2} + 2(R_2 - R_1) \gamma^{\lambda_2} \quad (14)$$

и для третьего диапазона

$$C = 10 \lg \frac{\gamma^{\lambda_3}(R_1) R_2^2}{\gamma^{\lambda_3}(R_2) R_1^2}. \quad (15)$$

Из этих трех выражений для γ^{λ_1} и γ^{λ_2} имеем

$$\gamma^{\lambda_1} = \frac{(A - C) - 10 \lg \left[\frac{\gamma^{\lambda_1}(R_1) \gamma^{\lambda_3}(R_2)}{\gamma^{\lambda_3}(R_1) \gamma^{\lambda_1}(R_2)} \right]}{2(R_2 - R_1)}, \quad (16)$$

$$\gamma^{\lambda_2} = \frac{(B - C) - 10 \lg \left[\frac{\gamma^{\lambda_2}(R_1) \gamma^{\lambda_3}(R_2)}{\gamma^{\lambda_3}(R_1) \gamma^{\lambda_2}(R_2)} \right]}{2(R_2 - R_1)}, \quad (17)$$

где величины

$$\mu_1 = 10 \lg \frac{\gamma^{\lambda_1}(R_1)}{\gamma^{\lambda_3}(R_1)} - 10 \lg \frac{\gamma^{\lambda_1}(R_2)}{\gamma^{\lambda_3}(R_2)}$$

и

$$\mu_2 = 10 \lg \frac{\gamma^{\lambda_2}(R_1)}{\gamma^{\lambda_3}(R_1)} - 10 \lg \frac{\gamma^{\lambda_2}(R_2)}{\gamma^{\lambda_3}(R_2)}$$

зависят от микроструктуры облаков в точках R_1 и R_2 и используемых волн. Если для применяемых волн рассеяние на каплях

облака происходит по рэлеевскому закону, то можно записать [1]:

$$\left. \begin{aligned} \eta^{\lambda_1}(R_1) &= C_1 \eta^{\lambda_3}(R_1) \sim d^6 \\ \eta^{\lambda_2}(R_1) &= C_1 \eta^{\lambda_3}(R_1) \sim d^6 \\ \eta^{\lambda_1}(R_2) &= C_2 \eta^{\lambda_3}(R_2) \sim d^6 \\ \eta^{\lambda_2}(R_2) &= C_2 \eta^{\lambda_3}(R_2) \sim d^6 \end{aligned} \right\}, \quad (18)$$

где d — диаметр облачных капель, и поэтому $\mu_1 = \mu_2 = 0$. Тогда для γ^{λ_1} и γ^{λ_2} имеем

$$\gamma^{\lambda_1} = \frac{A - C}{2(R_2 - R_1)}, \quad (19)$$

$$\gamma^{\lambda_2} = \frac{B - C}{2(R_2 - R_1)}. \quad (20)$$

Учитывая введенные выше обозначения, получим

$$A_{\lambda_2}^{\lambda_1} = \frac{A - B}{B - C}, \quad (21)$$

или

$$A_{\lambda_2}^{\lambda_1} = \frac{\lg \frac{P^{\lambda_1}(R_2)}{P^{\lambda_1}(R_1)} - \lg \frac{P^{\lambda_3}(R_1)}{P^{\lambda_3}(R_2)}}{\lg \frac{P^{\lambda_2}(R_1)}{P^{\lambda_2}(R_2)} - \lg \frac{P^{\lambda_3}(R_1)}{P^{\lambda_3}(R_2)}}, \quad (22)$$

и окончательно (22) преобразуем так

$$A_{\lambda_2}^{\lambda_1} = \frac{\left\{ \left[\frac{\lg P^{\lambda_1}(R_1) - \lg P^{\lambda_1}(R_2)}{\lg P^{\lambda_3}(R_1) - \lg P^{\lambda_3}(R_2)} \right] - 1 \right\}}{\left\{ \left[\frac{\lg P^{\lambda_2}(R_1) - \lg P^{\lambda_3}(R_2)}{\lg P^{\lambda_3}(R_1) - \lg P^{\lambda_3}(R_2)} \right] - 1 \right\}}. \quad (23)$$

Из (23) следует, что ошибки измерения температуры обуславливаются ошибками измерения коэффициентов поглощения для пары волн. В свою очередь, точность получения коэффициента поглощения γ^{λ_i} обуславливается ошибками в измерении средней мощности отраженного сигнала с двух расстояний.

Коэффициент ослабления γ^{λ_i} измеряется по отношению мощностей, поэтому не требуется абсолютной калибровки и заметно уменьшается влияние нестабильности характеристик радиолокационной станции.

Согласно [2], выражение для коэффициента ослабления в жидкокапельных облаках на волне λ_1 можно записать в виде

$$\gamma^{\lambda_1} = \frac{10 \left[\lg \frac{P^{\lambda_1}(R_1)}{P^{\lambda_1}(R_2)} + \lg \frac{P^{\lambda_2}(R_1)}{P^{\lambda_2}(R_2)} \right]}{2 \Delta R}. \quad (24)$$

Введем следующие обозначения в (24):

$$\lg \frac{P^{\lambda_1}(R_1)}{P^{\lambda_1}(R_2)} = C_1; \quad \lg \frac{P^{\lambda_2}(R_1)}{P^{\lambda_2}(R_2)} = C_2.$$

Считаем, что погрешность определяется числителем (24), так как величина ΔR может быть установлена достаточно точно.

Таким образом, вытекает задача определения погрешности выражения $\lg \frac{P_1}{P_2}$, где отношение $\frac{P_1}{P_2} = Q$ известно с ошибкой

$\frac{\delta P}{P}$. Найдем связь погрешностей измерения с результирующей

ошибкой

$$\lg(Q + \delta Q) = \frac{1}{Q} \lg e \delta Q = \lg e \frac{\delta Q}{Q}, \quad (25)$$

откуда

$$\delta C_1 = \lg e \frac{\delta Q_1}{Q_1}, \quad \delta C_2 = \lg e \frac{\delta Q_2}{Q_2}. \quad (26)$$

Можно считать, что $\delta C_1 = \delta C_2$, тогда для абсолютной ошибки измерения коэффициента ослабления в жидкокапельных облаках можно записать следующее выражение:

$$\delta \gamma_w^{\lambda_i} = \frac{20 \lg e \delta Q / Q}{2 \Delta R} = \frac{4,343}{\Delta R} \frac{\delta Q}{Q} = \frac{4,343}{\Delta R} \frac{\delta P}{P} \frac{P(R_2)}{P(R_1)}. \quad (27)$$

Мы определим абсолютную ошибку измерения общего коэффициента ослабления, вместе с тем нас интересует ошибка измерения ослабления в жидкокапельных облаках

$$\delta \gamma_w^{\lambda} = \delta \gamma_{\Sigma}^{\lambda} + \delta \gamma_{\Gamma}^{\lambda}, \quad (28)$$

где γ_w^{λ} — коэффициент ослабления в облаках, $\gamma_{\Sigma}^{\lambda}$ — суммарный коэффициент ослабления, $\gamma_{\Gamma}^{\lambda}$ — коэффициент ослабления в газах атмосферы.

Ошибка измерения затухания в газах атмосферы $\delta \gamma_{\Gamma}^{\lambda}$ определяется ошибками в определении средней температуры на трассе, давления и высоты.

Однако в некоторых случаях можно пренебречь ошибкой $\delta \gamma_{\Gamma}^{\lambda}$ из-за ее малости по сравнению с $\delta \gamma_w^{\lambda}$, или когда величина $\delta \gamma_{\Gamma}^{\lambda}$ может быть известна точно (в частности, при работе в «окнах прозрачности»), тогда

$$\delta \gamma_w^{\lambda} \simeq \delta \gamma_{\Sigma}^{\lambda}. \quad (29)$$

При оценке температуры и водности облаков измеряется отношение коэффициентов ослабления на двух волнах (3). Относительную ошибку для выражения (3) можно записать

$$\frac{\delta A_{\lambda_2}^{\lambda_1}}{A_{\lambda_2}^{\lambda_1}} \approx 2 \frac{\delta \gamma_{\lambda_1}^{\lambda_1}}{\gamma_{\lambda_1}^{\lambda_1}} = \frac{8,686}{\Delta R \gamma_{\lambda_1}^{\lambda_1}} \frac{\delta Q}{Q}, \quad (30)$$

так как $\frac{\delta Q}{Q} = \frac{\delta (P_1/P_2)}{(\bar{P}_1/\bar{P}_2)}$, тогда $\frac{\delta A_{\lambda_2}^{\lambda_1}}{A_{\lambda_2}^{\lambda_1}} = \frac{8,686}{\Delta R \gamma_{\lambda_1}^{\lambda_1}} \cdot \frac{2\delta (P_1/P_2)}{(\bar{P}_1/\bar{P}_2)} \delta (P_1/P_2) = (\delta P_1/P_1 + \delta P_2/P_2)$ поэтому

$$\frac{\delta A_{\lambda_2}^{\lambda_1}}{A_{\lambda_2}^{\lambda_1}} = \frac{8,686}{\Delta R \gamma_{\lambda_1}^{\lambda_1}} \left(\frac{\delta P_1}{P_1} + \frac{\delta P_2}{P_2} \right). \quad (30')$$

Обычно при измерении мощности отраженного сигнала в современных МРЛ производится осреднение импульсной мощности в течение определенного времени. В качестве осредняющих устройств используются интегрирующие звенья. Выбор времени осреднения существенно влияет на ошибки измерения средней мощности отраженного сигнала, а следовательно и на ошибки измеряемого параметра облаков. Известно [6], что в течение определенного времени (порядка нескольких секунд) процесс на входе измерительной системы является стационарным с дисперсией $D_{\text{вх}}$ и средней мощностью $\bar{P}$. Для определения дисперсии этого процесса на выходе интегрирующей цепочки, с постоянной времени интегрирования $T_{\text{и}}$, мы можем использовать аппарат статистической радиотехники.

Без потери общности коэффициент усиления системы можно считать равным единице. В этом случае средняя величина сигнала на выходе системы будет равна средней величине сигнала на входе.

Пусть на вход интегрирующего звена подается сигнал с корреляционной функцией

$$R(\tau) = D_{\text{вх}} e^{-\alpha |\tau|} \cdot \cos(\omega_0 |\tau|), \quad (31)$$

где $D_{\text{вх}}$ — дисперсия входного сигнала; α — параметр, определяющий быстроту затухания амплитуды колебаний корреляционной функции; ω_0 — параметр, определяющий период колебательного процесса.

Как известно [7], энергетический спектр на выходе линейного звена с передаточной функцией $W(j\omega)$ определяется выражением

$$G_{\text{вых}}(\omega) = |W(j\omega)|^2 G(\omega). \quad (32)$$

Корреляционная функция этого процесса

$$R_{\text{вых}}(\tau) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} G(\omega) |W(j\omega)|^2 e^{j\omega\tau} d\omega. \quad (33)$$

При $\tau = 0$ корреляционная функция равна дисперсии

$$D = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} G(\omega) |W(j\omega)|^2 d\omega. \quad (34)$$

Пусть сигнал проходит через интегрирующую цепочку с постоянной времени $T_{\text{и}} = RC$ и передаточной функцией

$$W(p) = \frac{1}{1 + i\omega T_{\text{и}}}.$$

Тогда при $\omega_0 = 0$ с учетом (31)

$$D_{\text{вых}} = D_{\text{вх}} \frac{1}{1 + \alpha T_{\text{и}}}. \quad (35)$$

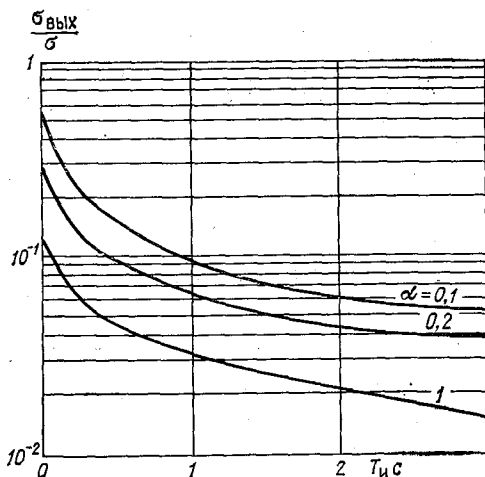


Рис. 2. Зависимость среднего квадратического отклонения сигнала на выходе интегратора от времени интегрирования.

Из (35) видно, что дисперсия выходного сигнала уменьшается с увеличением α , т. е. с уменьшением времени корреляции входного сигнала и увеличением времени интегрирования $T_{\text{и}}$. Постоянная α определяется характером метеоцели [6] и, кроме того, она может быть искусственно увеличена за счет модуляции частоты магнитрона случайным образом в пределах нескольких килогерц [3]. Расчеты, проведенные по (35), представлены на рис. 2.

Из рис. 2 видно, что при $T_{\text{и}} = 1$ с, в зависимости от статистических свойств входного сигнала среднее квадратическое отклонение сигнала на выходе системы уменьшается в 10—30 раз. Кривая $\alpha = 0.1$ соответствует величине интервала корреляции $\tau_{\text{к}} = 10$ мс, что характерно для сигнала от облаков слоистых форм при горизонтальном режиме зондирования [5]. Кривая $\alpha = 0.2$ соответствует $\tau_{\text{к}} = 5$ мс, что характерно для кучевых облаков при

вертикальном режиме зондирования. Кривая $\alpha=1$ соответствует $\tau_k=1$ мс, т. е. случаю, когда каждый отраженный импульс от метеоцели статистически независим от предыдущего, что может быть реализовано за счет случайной модуляции частоты передатчика в небольших пределах.

Преобразуем выражение (30') с учетом (35):

$$D_{\text{вых}} = \frac{\sigma_{\text{вых}}}{\bar{P}} = \frac{\sigma}{\bar{P}} \frac{1}{\sqrt{1 + \alpha T_n}}, \quad \sigma_{\text{вых}} = \frac{\sigma}{\sqrt{1 + \alpha T_n}},$$

получим

$$\frac{\delta A_{\lambda_2}^{\lambda_1}}{A_{\lambda_2}^{\lambda_1}} = \frac{8,686 \cdot 2}{\Delta R_{\gamma w}^{\lambda}} \frac{\delta P}{\bar{P}} = \frac{17,372}{\Delta R_{\gamma w}^{\lambda}} \frac{\sigma}{\bar{P}} \frac{1}{\sqrt{1 + \alpha T_n}},$$

так как

$$\frac{\delta P}{\bar{P}} = \frac{\sigma}{\bar{P}} \frac{1}{\sqrt{1 + \alpha T_n}}.$$

Таким образом, максимальная относительная погрешность измерения отношения коэффициентов ослабления определяется выражением

$$\frac{\delta A_{\lambda_2}^{\lambda_1}}{A_{\lambda_2}^{\lambda_1}} = \frac{17,4}{\Delta R_{\gamma w}^{\lambda}} \frac{\sigma_P}{\bar{P}} \frac{1}{\sqrt{1 + \alpha T_n}}. \quad (36)$$

Максимальная погрешность измерения температуры запишется так

$$\delta T = \frac{1}{\left(\frac{\partial A_{\lambda_2}^{\lambda_1}}{\partial T} \right)} A_{\lambda_2}^{\lambda_1} \frac{17,4}{\Delta R_{\gamma w}^{\lambda}} \left(\frac{\delta \bar{P}}{\bar{P}} \right)_{\text{вх}} \frac{1}{\sqrt{1 + \alpha T_n}}$$

или

$$\delta T = \left(\frac{\partial A_{\lambda_2}^{\lambda_1}}{\partial T} \right)^{-1} \delta A_{\lambda_2}^{\lambda_1}. \quad (37)$$

Интересен для практики и вопрос о возможности последующего определения водности радиолокационным методом с коррекцией на измеренное значение температуры.

Вычислим максимальную относительную погрешность измерения водности.

Из (1) следует

$$w = \frac{\gamma_w^{\lambda}}{\alpha_w^{\lambda}(T)}; \quad \frac{\delta w}{w} = \frac{\delta \gamma_w^{\lambda}}{\gamma_w^{\lambda}} + \frac{\delta \alpha_w^{\lambda}}{\alpha_w^{\lambda}}, \quad (38)$$

или

$$\frac{\delta w}{w} = \frac{\delta \gamma_w^{\lambda}}{\gamma_w^{\lambda}} + \frac{1}{\alpha_w^{\lambda}} \frac{\partial \alpha_w^{\lambda}}{\partial T} \delta T,$$

так как

$$\frac{\delta \gamma_w^\lambda}{\gamma_w^\lambda} = \frac{8,686}{\Delta R} \frac{\delta P}{P},$$

то

$$\frac{\delta w}{w} = \frac{8,686}{\gamma_w^\lambda \Delta R} \frac{\delta P}{P} + \frac{1}{\alpha_w^\lambda} \frac{\partial \alpha_w^\lambda}{\partial T} \delta T,$$

а так как

$$\frac{\delta P}{P} \approx \left(\frac{\sigma}{\bar{P}} \right)_{\text{вх}} \frac{1}{\sqrt{1 + \alpha T_n}},$$

то окончательно

$$\frac{\delta w}{w} = \frac{8,686}{\gamma_w^\lambda \Delta R} \left(\frac{\sigma}{\bar{P}} \right)_{\text{вх}} \frac{1}{\sqrt{1 + \alpha T_n}} + \frac{1}{\alpha_w^\lambda} \frac{\partial \alpha_w^\lambda}{\partial T} \delta T. \quad (39)$$

Из анализа выражения (39) следует, что максимальная относительная ошибка измерения водности обуславливается погрешностями определения отношения мощностей и оценки температуры облачной атмосферы.

Проведенная нами оценка погрешностей метода для различных комбинаций волн с использованием исходных данных, приведенных в табл. 1, показала, что, например, для комбинации длин волн 2 и 8,6 мм максимальная абсолютная ошибка измерения температуры составляет около 1 °C.

Таблица 1

λ_1 мм	λ_2 мм	$\gamma_w^{\lambda_1} \frac{\partial B}{\partial R}$ км	$A_{\lambda_2}^{\lambda_1}$	$\frac{\delta A_{\lambda_2}^{\lambda_1}}{A_{\lambda_2}^{\lambda_1}}$	$\delta T^\circ \text{C}$	δw_{λ_1}	$\left(\frac{\delta w}{w} \right)_{\lambda_1} \%$	δw_{λ_2}	$\left(\frac{\delta w}{w} \right)_{\lambda_2} \%$
3,4	6,2	0,84	2,4	0,046	3,2	0,01	5	0,025	12,5
3,4	8,6	0,84	4,2	0,046	2,4	0,008	4	0,032	16
2,0	8,6	1,44	7	0,027	0,8	0,004	2	0,024	12

$$w = 0,2 \text{ г/м}^3, \Delta R = 10 \text{ км}, \alpha = 0,5 \text{ м/с}, T_n = 1000 \text{ мс}, T = 0^\circ \text{C}$$

После оценки средней температуры облаков, водность целесообразно рассчитывать по соотношению (1) для самой короткой волны из используемой пары.

Максимальная относительная погрешность в определении средней водности составляет несколько процентов.

Полученные результаты следует рассматривать как потенциально достижимые при весьма высоких требованиях к измерительной аппаратуре и методике обработки результатов. Эти возможности могут быть реализованы в цифровых методах обработки сигнала с использованием ЭВМ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абшаев М. Г., Дадали Ю. А. О возможности микроструктурных исследований облаков и осадков радиолокационными методами.— Труды ВГИ, 1966, вып. 5, с. 71—85.
2. Абшаев М. Г. и др. Методика и аппаратура для измерения ослабления радиолокационного излучения в облаках и осадках.— Труды ВГИ, 1972, вып. 20, с. 114—126.
3. Атлас Д. Успехи радарной метеорологии (Пер. с англ.).— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.
4. Башаринов А. Е., Кутуза Б. Г. Определение температурной зависимости времени релаксации молекул воды в облаках и возможности оценки эффективной температуры капельных облаков по СВЧ радиометрическим измерением.— Изв. вузов. Радиофизика, 1974, т. 17, № 1, с. 52—57.
5. Смирнова Г. А. О некоторых статистических характеристиках радиоэхо облаков и осадков.— В кн.: Труды Всесоюзного симпозиума по радиофизическим исследованиям атмосферы. Октябрь 1975 г.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977, с. 239—243.
6. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— с. 343.
7. Шебес М. Р. Теория линейных электрических цепей в упражнениях и задачах.— М.: Высшая школа, 1973.— с. 654.

СОДЕРЖАНИЕ

В. Д. Степаненко, Ю. И. Рабинович. Комплексный эксперимент САМЭКС-76	3
В. В. Мелентьев. Морская экспедиция на НИС «Академик Королев» по программе эксперимента САМЭКС-76	7
Е. П. Домбковская, А. В. Жуков, Ю. И. Рабинович, Е. М. Шутьгина. Анализ самолетных измерений радиотеплового излучения атмосферы и сопоставление с теоретическими расчетами	15
Г. В. Елисеев, В. Д. Степаненко. О точности определения водозапаса облаков и влагосодержания атмосферы радиометрическим методом, применяемым с борта летательных аппаратов	26
Г. В. Елисеев, Ю. И. Рабинович. Оценка точности результатов бортовых радиотеплолокационных измерений влагосодержания атмосферы и влагозапаса облаков по экспериментальным данным	46
Л. М. Марцинкевич, В. В. Мелентьев. Анализ самолетных измерений радиоизлучения взволнованной поверхности океана (эксперимент САМЭКС-76)	56
В. В. Мелентьев. Связи радиоизлучения поверхности океана с характеристиками пенного покрова и скоростью ветра в приводном слое	64
В. В. Мелентьев, Ж. Д. Алибегова. Исследование связей характеристик жидких осадков с их радиоизлучением в XVIII рейсе НИС «Академик Королев»	70
О. А. Зенкевич, Н. В. Толмачев. Возможность использования радиолокационных изображений штатной самолетной радиолокационной станции «Эмблема» для определения характеристик облачности и взволнованной морской поверхности	92
А. И. Вашуков, Г. Д. Горобьев, А. В. Жуков, А. Н. Микикечко, Ю. И. Рабинович. Самолетная автоматизированная система регистрации и обработки радиометрической информации	101
В. К. Пилипенко, Ю. В. Рыбаков, Д. В. Шанников. Аппаратура и методика измерений на $\lambda=1,33$ см	113
В. К. Пилипенко, Ю. В. Рыбаков. Результаты измерений коэффициента ослабления и яркостной температуры атмосферы на $\lambda=1,33$ см	119
В. И. Лесин, В. Д. Степаненко. Возможности оценки эффективной температуры жидкокапельных облаков радиолокационным методом	128

Труды ГГО, вып. 422

СОВЕТСКО-АМЕРИКАНСКИЙ МИКРОВОЛНОВЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

Редактор Т. А. Иванова. Техн. редактор Т. В. Павлова.
Корректор Т. В. Прокофьева

Сдано в набор 12.04.79. Подписано в печать 16.01.80. М-23212. Формат 60×90¹/₁₆. Бум. тип. № 1. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 9,5. Уч.-изд. л. 10,06. Тираж 590 экз. Индекс МЛ-133. Заказ 429. Цена 70 коп. Заказное.

Гидрометеониздат, 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 ЛПО «Техническая книга» Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли 190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.