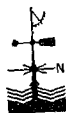


В. В. БОГОРОДСКИЙ
А. И. ПАРАМОНОВ

РАДИООКЕАНОЛОГИЯ

Ленинградский
Гидрометеорологический институт
БИБЛИОТЕКА
Л-х 195196 Маломосковский пр., 98



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
ЛЕНИНГРАД • 1976

В брошюре изложены некоторые аспекты применения дистанционных радиофизических методов для исследования ледяного покрова, волнения и температуры поверхности арктических морей. Эти методы, включающие активную радиолокацию и ИК радиационную термосъемку, являются весьма перспективными и оперативными, особенно для северных морей. Известно, что сложные гидрометеорологические условия арктических морей существенно затрудняют работу научно-исследовательских судов и тем самым ограничивают получение массивов необходимых океанологических сведений.

Размещение измерительной радиофизической аппаратуры на борту летательных аппаратов значительно изменяет технологию получения данных: в короткое время исследованиями охватываются большие акватории, осуществляется более высокая синхронность измерений.

Многолетние исследования подтверждают, что радиофизические методы изучения океана в ближайшей перспективе создадут новую отрасль науки о море — радиоокеанологию.

В пределах настоящей брошюры в доступной форме для широкого круга читателей авторы осветили те вопросы, развитие которых, вероятно, может послужить основой нового направления — радиоокеанологии.

The booklet describes remote sensing techniques used for the studies of ice cover, rough sea and water surface temperatures of the Arctic Seas. These techniques which include active radar observations and IR radiation survey are believed to be promising and particularly active for the northern sea investigations.

It is well known that rigorous arctic hydrometeorological conditions make the operation of research vessels in the Arctic Seas difficult limiting their ability to collect necessary oceanographic data.

The use of aircraft, equipped with remote sensing instruments, changes the technology of data acquisition, i. e. large water areas are covered by observations in shorter time spans providing for better timing of the measurements.

Long term measurements provide evidence which indicates that in the near future radio physical observational methods (remote sensing) for the ocean studies would form a new branch of marine science that is radio oceanology.

The present booklet is clear and readable covering those problems, the study of which would be the basis of a new research direction which the authors named radio oceanology.

ВВЕДЕНИЕ

В последние 10—15 лет совершенствование дистанционных радиофизических методов привело к развитию казалось бы неожиданных научных направлений — радиогеодезии, радиоспектроскопии, радиоастрономии. Эти разделы современной радиофизики исследуют эффекты взаимодействия электромагнитных волн со средой.

В этот же период радиоволновые дистанционные методы глубоко внедрились в геофизику, в результате начали формироваться новые направления: радиометеорология, радиогляциология и радиоокеанология. Для становления и развития этих радиогеофизических направлений перспективными оказались методы радио- и теплелокации с использованием очень широкого диапазона электромагнитных колебаний.

В пределах настоящей брошюры мы постараемся более подробно остановиться на самом молодом и, по нашему мнению, очень важном направлении — радиоокеанологии. Под термином «радиоокеанология» мы будем понимать исследование состояния морской поверхности (температура, соленость, течения, волнение, загрязнение органическими веществами), включая фазовые переходы воды и диагностику возрастных градаций дрейфующего льда полярных акваторий радиофизическими дистанционными методами.

В радиоокеанологии, основанной на активной радиолокации и радиометрии, используются метровый, СВЧ, миллиметровый и ИК диапазоны электромагнитного спектра. Широко обсуждается использование оптического диапазона.

Теоретические и экспериментальные радиофизические исследования океанологических характеристик по своему объему сегодня, бесспорно, уступают исследованиям, выполненным традиционными методами с различных судов. Однако перспективу широкого применения дистанционных радиоволновых методов для изучения океана со спутников, самолетов, а также с научно-исследовательских судов нельзя переоценить. Уже сейчас новые радиофизические методы, использующие электромагнитные волны радио- и ИК диапазонов, обеспечили получение новых

сведений о термике водных поверхностей, строении и состоянии морских ледяных покровов, характеристиках морского волнения.

Радиолокация морского дрейфующего льда стала не только методом его исследования, но и техническим средством ледовой разведки. ИК радиационная термосъемка, проведенная в трех арктических навигациях в восточной части Арктики, показала большие возможности метода для прогнозирования сроков начала ледостава на трассе Северного морского пути и привлекла к себе интерес не только ученых-океанологов и ледовых разведчиков, но и мореплавателей, непосредственно осуществляющих морские транспортные операции на этой важной и очень трудной магистрали.

ИК радиометры, установленные на самолетах ледовой разведки, позволили оценить пространственную изменчивость термических неоднородностей, определить области повышенной и пониженной температуры поверхности вод Чукотского и Восточно-Сибирского морей и дать количественную оценку изменения энергии теплового излучения дрейфующих льдов в зависимости от облачности.

Пассивные микроволновые исследования морей также принесли много новых и интересных сведений о термике и динамике поверхности вод.

Резюмируя, можно сказать, что активная радиолокация, микроволновая и ИК радиометрия, обосновавшие радиоокеанологию, открыли новые возможности и значительно расширили наши знания об океане. Они, бесспорно, будут весьма полезными при изучении механизмов среднемасштабных взаимодействий атмосферы и океана и решении различных прогностических задач.

Эти новые сведения, полученные при теоретических и экспериментальных исследованиях в последние годы, и составляют основное содержание брошюры. Естественно, ограниченность объема не позволяет подробно изложить имеющиеся материалы наблюдений и осветить более широкий круг вопросов. Наша основная цель — показать результативность дистанционных радиофизических методов применительно к исследованию океана. Такая задача своевременна: по решению Международных союзов по радио, геодезии и геофизике в Метеорологическом институте им. Макса Планка в Гамбурге (ФРГ) в октябре 1976 г. был проведен I международный семинар-коллоквиум по радиоокеанографии.

Авторы приносят благодарность В. П. Жеребятьеву, В. А. Спицыну, В. И. Шильникову, В. В. Измайлову, Ю. И. Клепикову, В. И. Палию и всем, оказавшим помощь или принимавшим практическое участие при выполнении аэротермосъемок поверхности морей.

1. РАДИОВОЛНОВЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МОРСКИХ ЛЬДОВ И ВОЛНЕНИЯ, ДИСТАНЦИОННЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ВОД

Ледяные покровы замерзающих морей средних и высоких широт являются важнейшими природными объектами, существенно влияющими на их гидрологические характеристики. Фазовые переходы воды и льда сопровождаются выделением и поглощением громадных масс тепла, изменением оптического режима и солености, возникновением сильных электрических полей. Ледяной покров морей и океанов является регулятором при тепловом взаимодействии океана и атмосферы. Его неоднородности по толщине, огромные пространственные размеры требуют создания оперативных и надежных средств определения и диагностики возрастных градаций, сплоченности, размеров ледяных полей, их толщин. Среди радиоволновых методов сбора такой информации метод импульсной радиолокации является наиболее оптимальным: он сравнительно прост и в принципе позволяет измерять толщину морских льдов от 30—50 см до предельной толщины, встречающейся в Центральной Арктике [2, 11].

Основой дальнейшего развития и совершенствования «ледовой» радиолокационной техники и особенно повышения точности измерения толщин льдов является достоверность электрофизических характеристик всех градаций морских льдов. Важнейшими характеристиками в этом аспекте являются диэлектрическая проницаемость льда ϵ' или коэффициент преломления n , коэффициент удельного поглощения N и их зависимость от температуры льда, его толщины или возраста, заснеженности и т. д. Сегодня исследователи располагают ограниченными данными по обсуждаемому вопросу, и получение обоснованного массива различных электрофизических характеристик льда вообще и морского в особенности является сложной проблемой.

Морской дрейфующий лед является очень специфическим физическим телом. Он прежде всего многокомпонентная система,

включающая твердую, жидкую и газообразную фазы. Твердая фаза — ледкристаллитный консолидированный остов, жидкая — рассол, газообразная фаза — воздушные пузырьки.

В природных условиях морской лед практически всегда трехфазная система. Этот существенный факт определяет его физико-механические свойства: лед как твердое тело всегда проявляет вязко-упругие свойства, а как диэлектрик — существенную электрическую неоднородность. Сказанное выше и суровость гидрометеорологических условий существования льда делают изучение электрофизических свойств морского льда действительно сложной задачей.

Ниже мы приводим электрофизические характеристики морского дрейфующего льда, полученных в последние годы на научно-исследовательской станции «СП-22».

Перед обсуждением экспериментальных результатов напомним, что скорость электромагнитных волн в морском льду $c_{\text{л}}$ определяет точность измерения толщин ледяных полей и сплошных покровов. Она зависит от температуры льда, его солености и других факторов. Из соотношения

$$\sqrt{\epsilon'} \cong n = \frac{c}{c_{\text{л}}} \quad (1)$$

видно, что измерение либо ϵ' , либо n позволяет получить значение $c_{\text{л}}$, так как в (1) c — электродинамическая постоянная.

Величина коэффициента поглощения N определяет необратимые потери электромагнитных волн в морском льду. Коэффициент поглощения сильно зависит от физического состояния льда и частоты электромагнитных волн. Частота излучаемых электромагнитных волн является параметром, определяющим длительность зондирующих лед радиопульсов. Длительность же импульсов является мерой разрешающей способности радиолокатора, т. е. предельной возможностью надежно измерять малые толщины ледяных образований.

Естественно, что оптимальный выбор рабочей частоты радиолокаторов для различных исследований морских льдов требует проведения трудоемких лабораторных и натурных исследований в широком диапазоне длин волн.

Для высоких частот (включая метровый и СВЧ диапазоны) угол диэлектрических потерь $\text{tg } \delta$ может быть вычислен по формуле

$$N = 8,68 \frac{\omega}{c} \sqrt{\epsilon'} \text{tg } \delta \cdot h, \quad (2)$$

где $\omega = 2\pi f$, h — толщина льда. Однако для морского льда, обладающего существенной неоднородностью электрических свойств по толщине, формула (2) относительно $\text{tg } \delta$ не выполняется. Поэтому величина $\text{tg } \delta$ измеряется прямыми или косвенными методами непосредственно в ледяном покрове либо на

специально приготовленных образцах. В табл. 1 приведены результаты измерения скорости электромагнитных волн в паковом и годовалом льду в метровом диапазоне (200—400 МГц).

Таблица 1

Скорость электромагнитных волн метрового диапазона в паковом и годовалом дрейфующем льду

Объект исследования	Соленость $S_{\text{‰}}$	Скорость $c_{\text{л}}$ м/мкс	Примечание
Паковый лед без снега	0,5	145—150	Толщина пака 2—10 м
Паковый лед со снегом толщиной 0,5 м	0,5	110—140	Толщина 2—5 м
Паковый лед пористой текстуры	0,5	190—220	Сильная пористость вследствие многократ- ного таяния
Молодой лед толщиной 0,8—1 м	4—6	100	Измерения при темпера- туре воздуха $-23 \pm$ $\pm -25^{\circ}\text{C}$

Прокомментируем данные таблицы. В ней не приведены величины $c_{\text{л}}$ для более тонких льдов, имеющих толщину до 0,8 м. В этом диапазоне толщин наличествуют четыре градации льда. Ледяное сало — скопление первичных ледяных игл и выпавшего снега (толщиной ~ 3 см) — и ниласы — начальные формы сплошного льда (толщиной 3—10 см) — эластичны, имеют большую соленость и очень малую прочность. Вследствие указанных причин и больших методических трудностей при измерении сведений об электрических свойствах этих льдов пока в литературе не встречается. Более прочный серый лед (толщиной 10—30 см) является переходной формой к белому льду, имеющему толщину ~ 70 см. Электрические характеристики этих начальных форм льда, бесспорно, очень интересны для радиоокеанологии, хотя бы потому, что через них осуществляется тепловое взаимодействие океана с атмосферой в Арктике, и белый лед является в этом аспекте «тепловым» экраном.

В табл. 2 приведены значения коэффициента поглощения для того же диапазона длин волн.

Таблица 2

Коэффициент поглощения пакового и молодого льда в метровом диапазоне волн

Зондирующий импульс	N дБ/м	Характеристики льда
Видеоимпульсы длительностью $\tau=25$ нс	0,9—2	Пак, многолетний пак, годовалый лед
Радиоимпульс $\tau=50$ нс ($f=200$ МГц)	4—5	То же

Приведенные в табл. 1 и 2 значения ϵ_d и N получены В. П. Трипольниковым на дрейфующей научно-исследовательской станции «СП-19» для естественных льдов. В этом их основная ценность. Анализ и обобщение имеющихся электрофизических характеристик льда позволили обосновать и выбрать параметры радиолокаторов для зондирования морских льдов.

В радиофизическом отделе ААНИИ был изготовлен макет импульсного радиолокатора, с помощью которого весной 1973 г. в районе дрейфующей станции «СП-21» были проведены первые измерения толщин основных разновидностей дрейфующих льдов Центральной Арктики с самолета. Очень важные исследования по созданию радиолокационной техники для изучения плавающих льдов выполнены проф. М. И. Финкельштейном. М. И. Финкельштейн создал оригинальную аппаратуру, которая в конце 1973 г. была успешно использована в ледовой разведке с целью измерения толщин льдов на участке трассы Северного морского пути в районе полярной обсерватории Диксон. Дальнейшая оценка влияния льда на гидрологические характеристики морей и развитие микроволновых методов (радиотеплолокация) вызвали необходимость изучения электрических характеристик морских льдов в СВЧ диапазоне (включая миллиметровый). Исследования электрических характеристик в этих диапазонах проводились на дрейфующей станции «СП-22» на паковых и зимних льдах. Для этих измерений была использована специальная измерительная установка. Она позволила определить ϵ' , n и N на длинах волн 0,78; 3 и 7,8 см при различных углах падения по отношению к координате z вертикально и горизонтально поляризованных волн [10]*. Такие измерения имеют существенное значение прежде всего для радиолокационных измерений: структура льдов часто бывает более упорядочена в одном из направлений. В этом случае может наблюдаться анизотропия электрофизических параметров, т. е. их изменчивость в зависимости от угла наклона вектора E . Анизотропия электрических параметров арктических льдов должна особенно заметно проявляться в тех слоях, в которых кристаллическая структура формируется вследствие вертикального выклинивания кристаллов при их росте. Такая структура характерна для большинства видов арктических льдов. Исключение составляют самые верхние слои, содержащие изометрические кристаллы, у льдов возрастом до одного года и прошедших несколько стадий метаморфизма у паковых льдов.

Образцы льда с большой тщательностью извлекались из покрова, подвергались химическому и структурному анализу, затем измерялись их основные электрические параметры. В среднем соленость образцов зимнего льда составляла приблизительно 6‰, а образцов пакового льда — 0‰. У зимнего льда в верти-

* Ось z перпендикулярна поверхности ледяного покрова.

кальной плоскости наблюдаются параллельные нитевидные капилляры с расолом с диаметром, не превышающим 1 мм. Для образцов пакового льда характерна мелкопузыристая текстура с практически одинаковым для вертикального и горизонтального срезов неупорядоченным расположением воздушных пузырьков преимущественно сферической и овальной форм.

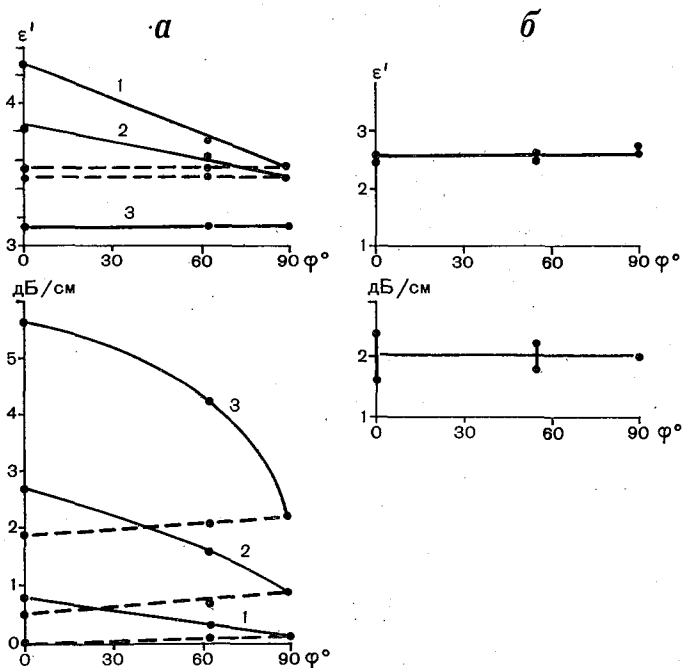


Рис. 1. Зависимость относительной диэлектрической проницаемости и удельного поглощения образцов льда от угла скольжения на различных длинах волн.

a — зимний лед; 1 — 7,9 см, 2 — 3 см, 3 — 0,78 см, сплошная линия — вертикальная поляризация, пунктир — горизонтальная поляризация; *b* — паковый лед; величина ϵ' на 7,9; 3 и 0,78 см; $N=0,78$ см.

На рис. 1 и в табл. 3 представлены полученные при $t = -13^\circ\text{C}$ экспериментальные данные. Они довольно четко подтверждают наличие анизотропии у зимнего льда для обоих видов поляризации радиоволн.

Из рис. 1 следует, что зимний лед обладает существенной анизотропией. Для вертикальной и горизонтальной поляризаций при угле скольжения 0° (угол между направлением распространения волны во льду и горизонтальной плоскостью — поверхностью ледяного покрова) электрофизические параметры имеют наибольшее отличие, уменьшающееся с увеличением угла

Анизотропия диэлектрической проницаемости и удельного поглощения зимнего льда

Поляризация	$\Delta \epsilon' = \epsilon'_{\max} - \epsilon'_{\min}$			$\Delta N = N_{\max} - N_{\min}$ дБ/с		
	длина волны, см					
	0,78	3	7,9	0,78	3	7,9
Вертикальная	0	0,4	0,7	3,44	1,79	0,75
Горизонтальная	0	0	0	0,31	0,35	0,07

скольжения. Анизотропия удельного поглощения и диэлектрической проницаемости с изменением длины волны имеет противоположный характер. Этот экспериментальный факт, вероятно, объясняется свойствами жидкой фазы (рассол). С увеличением длины волны в СВЧ диапазоне ϵ' жидкой фазы растет, а N уменьшается. При этом на больших длинах волн в тех случаях, когда вектор E перпендикулярен или параллелен границам слоистого вещества, можно ожидать большую разность величин ϵ' и меньшую разность величин N . Следует также отметить, что с уменьшением длины волны определенный вклад в величину N соленого льда может вносить рассеяние на границах межкристаллических прослоек и рассоловых включений, соизмеримых с длиной волны. Следует установить, как изменяется величина, характеризующая рассеяние, при изменении угла между вектором электрического поля и капиллярами. Вероятно, эта величина будет большей при меньших углах скольжения. На рис. 1 б вертикальными линиями показаны пределы разброса значений удельного поглощения на длине волны 0,78 см, полученных при плавном повороте образца вокруг оси. Никакой закономерности для волн обеих поляризаций не установлено. Этот экспериментальный факт, вероятно, можно объяснить существенной электрической неоднородностью льда, содержащего воздушные включения и кристаллиты, соизмеримые с длиной волны. Для диэлектрической проницаемости получены хорошо совпадающие данные, убедительно подтверждающие изотропность деятельного слоя. Удельное поглощение измерить на длинах волн 3 и 7,9 см не удалось вследствие его малости.

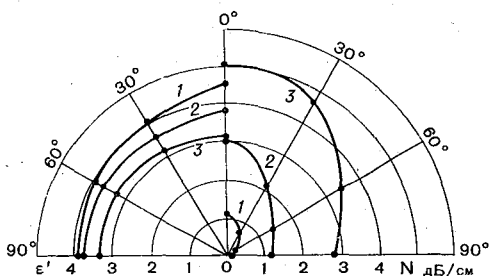
На рис. 2 представлены зависимости ϵ' и N от угла поворота вектора E относительно ориентации капилляров. Видно, что электрофизические параметры льда при изменении поляризации для угла скольжения $\varphi=0^*$ изменяются монотонно. Заметим, что эти данные удовлетворительно согласуются с ранее получен-

* Угол скольжения φ — угол между преломленным лучом в образце льда и горизонтальной плоскостью. $\varphi=90^\circ - \theta$, где θ — угол преломления.

ными. Их интерполяция дает возможность оценивать ϵ' и N для различных углов скольжения φ в каждой из трех областей изменчивости, приведенных на рис. 1а.

Непосредственное просвечивание образцов льда при угле скольжения $\varphi=90^\circ$ для вертикально и горизонтально поляризованных волн также подтвердило наличие анизотропии ϵ' и N у соленого льда. Обнаруженная анизотропия, вероятно, объясняется наличием некоторой преимущественной ориентации базисных плоскостей в зоне исследования. Поэтому можно ожидать появление площадной или пространственной анизотропии льда. В природе возможны такие гидрометеорологические условия, которые обуславливают развитие больших ледяных полей с преимущественной ориентацией кристаллов (базисных плоскостей).

Рис. 2. Зависимость относительной диэлектрической проницаемости и удельного поглощения зимнего льда от угла между вектором E и направлением капилляров на длинах волн 7,9 (1), 2—3 (2), 0,78 см (3).



Анализ результатов экспериментов показал, что в диапазоне СВЧ существует зависимость анизотропии электрических параметров соленого льда от частоты электромагнитных волн. Она особенно резко изменяется с уменьшением длины волны.

Большое место в радиоокеанологии занимает микроволновый метод (радиотеплокация). Микроволновое исследование морского льда и состояния водной поверхности океана с различных летательных аппаратов и спутников основано на приеме и анализе их собственного радиотеплового излучения, характеризуемого радиояркостной температурой $T_{я}$. Микроволновое дистанционное зондирование обладает очень важными преимуществами: универсальностью, т. е. данные микроволнового излучения могут быть с некоторой погрешностью использованы для индикации параметров исследуемой поверхности, например льда, снега, океана, и всепогодностью. Радиояркостная температура исследуемого объекта, каким, например, является водная поверхность, определяется следующим выражением:

$$T_{я} = \kappa T, \quad (3)$$

где T — температура среды, κ — ее излучательная способность. Расчет теплового радиозлучения в общем случае предполагает решение одной из двух задач — прямой или обратной. При

решении прямой задачи по известным электрическим, термодинамическим и геометрическим характеристикам определяется либо яркостная температура, либо спектральная сила излучения исследуемого объекта. Обратная задача ставит целью нахождение электрофизических свойств или определение геометрической структуры излучающего объекта по измеримой зависимости T_{π} от угла наблюдения и параметров радиометра.

Микроволновой метод позволяет надежно определять наличие льда на поверхности воды, границы льда и воды, а также сплоченность морского льда. Возможность раздельной индикации льда и воды определяется большой разницей их электрофизических характеристик: излучательной способности и как следствие этого яркостной температуры. Известно, что излучательная способность однолетнего арктического льда в СВЧ диапазоне $\sim 0,95$, а многолетнего $\sim 0,8-0,9$. Для воды эти значения лежат в пределе $0,36-0,5$. Такие величины излучательной способности льда и воды приводят к большой разнице их яркостных температур: T_{π} воды ~ 90 К, а льда ~ 200 К.

Существующие значительные яркостные контрасты позволяют надежно определять границы воды и морского льда и оценивать его сплоченность [1, 7]. Если обозначить сплоченность льда в зоне обзора антенны радиометра через m , тогда $(1 - m)$ — относительная площадь воды. Радиояркостная температура, измеренная радиометром, будет равна

$$T_{\pi} = mT_{\text{ял}} + (1 - m)T_{\text{яв}}, \quad (4)$$

где $T_{\text{ял}}$ и $T_{\text{яв}}$ — яркостные температуры льда и воды соответственно.

Различная излучательная способность паковых и однолетних льдов позволяет с помощью микроволновой техники определять возрастные градации льдов.

Однако следует подчеркнуть, что влияние солёности вод, волнения, наличие органических пленочных загрязнений на поверхности моря приводят к повышению ошибки измерения, которая может достигать $10-15$ К. Поэтому абсолютные измерения термодинамической температуры водной поверхности в микроволновом диапазоне затруднительны. Речь может идти об относительных измерениях с последующей расшифровкой по данным прямых измерений. В этом случае возможно определение температур поверхности моря с точностью до $1,5^{\circ}$.

В естественных условиях поверхность морей очень редко бывает спокойной. Она, как правило, возмущена волнами тех или иных размеров. Дистанционное измерение параметров волнения или скорости ветра в приводном слое — важнейшая задача океанологии. Микроволновые методы позволяют пока решить эту задачу частично. Сложность однозначного определения волнения по радиояркостной температуре определяется невозможностью учета всех эффектов, возникающих при этом

сложном процессе. Упрощение приводит к приближенности расчетов. Однако из них можно сделать вывод, что измерения T_{π} при углах, близких к нормали, и наблюдения на разных поляризациях в совокупности могут дать информацию как о температуре поверхности моря, так и о дисперсии углов наклона поверхности и, следовательно, о степени волнения. Дополнительные измерения могут дать в принципе сведения о направлении ветра, т. е. о генеральном направлении распространения волн. Такие сведения получаются в предположении, что волнение изменяет только геометрию поверхности. Исследование волнения при больших скоростях ветра, когда волны становятся неустойчивыми, т. е. когда происходит их разрушение, срыв гребней, является большое количество брызг и пены, — пока неразрешимая задача радиотеплолокации. Эта задача — дистанционное измерение наклонов волн (при их устойчивости) — представляет большой интерес для физики океана.

Микроволновая техника стала также надежным средством индикации нефтяных загрязнений поверхности морей. Известно, что нефтяная пленка сглаживает мелкомасштабную структуру волнения, что приводит к понижению радиояркой температуры. Кроме того, пленка вследствие значительного электромагнитного контраста по сравнению с водой вызывает увеличение интенсивности радиотеплового излучения. Заметим, что контрасты радиояркости (т. е. изменение T_{π}) зависят от разновидности нефтепродуктов, толщины пленки, длины радиоволны, ее поляризации и угла наблюдения. Имеются данные, подтверждающие увеличение радиоярких температур, вызванные наличием нефти на поверхности вод [7]. Так, на длине волны 0,8 см при угле визирования 45—55° радиояркая температура нефтяной пленки достигает 70—100 К, а на длине волны 10 см — 10 К. Краткий перечень приведенных выше данных показывает, что микроволновые методы являются перспективными техническими средствами радиоокеанологии.

Кроме рассмотренных методов радиотеплолокации, в радиоокеанологии также широко применяются методы активной радиолокации. В 60-х годах академик АН УССР С. Я. Брауде обосновал возможность исследования параметров морского волнения методом активной радиолокации [9]. В работе [9] на основании обширных исследований было обнаружено специфическое явление рассеяния радиоволн коротковолнового диапазона взволнованной морской поверхностью. Оказалось, что интенсивность рассеянного излучения зависит от соотношения длин радиоволн и высоты морских волн. Было также установлено (для этого диапазона), что рассеянные с различных участков моря сигналы, несмотря на случайные распределения интенсивностей их амплитуд, имеют при установившемся морском волнении узкий и практически совершенно одинаковый частотный спектр, сдвинутый по частоте относительно несущей.

В последние годы экспериментальные и теоретические исследования показали, что весьма перспективным для изучения морского волнения является и диапазон СВЧ.

Исследования показали, что и для СВЧ диапазона существует избирательность рассеяния радиоволн рябью [5]. В обратном рассеянии участвуют лишь те неровности морской поверхности, волновые числа которых γ связаны с волновым числом облучающего поля K следующим соотношением:

$$\gamma = \frac{2}{p} K \cos \psi, \quad (5)$$

где ψ — угол скольжения (угол облучения); p определяется порядком приближения рассеянного поля. Первое приближение ($p=1$): поле пропорционально среднеквадратичному отклонению неровностей. Выражение (5) и зависимость величины рассеянного поля от неровностей взволнованной поверхности для полей первого и второго приближений проверены для длин радиоволн 3,5—7,5 см, длин волн ряби и углов скольжения $\psi = 15 \div 75^\circ$.

Частота смещения $F_{\text{см}}$ рассеянного волнением поля по отношению к излучаемому определяется выражением (для поля первого приближения)

$$F_{\text{см}}^{\text{I}} = \sqrt{\frac{g \cos \psi}{\lambda \pi}}, \quad (6)$$

для поля второго приближения

$$F_{\text{см}}^{\text{II}} = \sqrt{\frac{2g \cos \psi}{\lambda \pi}}. \quad (7)$$

В (6) и (7) g — ускорение свободного падения. Формулы (6) и (7) справедливы в длинноволновой части исследуемого диапазона волн. В этих формулах не учтены капиллярные силы. Установлены и другие важные закономерности взаимодействия между сложной структурой волнения и облучающим ее электромагнитным полем. Разработанная радиолокационная техника импульсного и непрерывного действия в сочетании с достаточной теорией обеспечила радиолокационному методу исследования морского волнения большие перспективы.

В заключение следует отметить, что радиоволновые методы сейчас решают большой круг океанологических задач, обеспечивая оперативное получение сравнительно точных и новых сведений. Они вследствие всепогодности и дистанционности наблюдения имеют большие перспективы, особенно в полярных областях нашей планеты и за пределами традиционных морских путей.

2. ИЗУЧЕНИЕ СОСТОЯНИЯ ПОВЕРХНОСТИ МОРЕЙ МЕТОДОМ ИК ТЕРМОМЕТРИИ

Исследование природных ресурсов Земли инфракрасными системами с самолетов и ИСЗ в последние годы получило широкое развитие. Это стало возможным благодаря созданию высокочувствительной ИК аппаратуры и выяснению физических процессов, связывающих уходящее излучение с характеристиками и параметрами подстилающих поверхностей. В результате увеличился удельный вес количественного анализа тепловизионных карт и термограмм по сравнению с чисто качественным. Стало возможным использование данных аэро- и спутниковых термо-съемок не только при решении классических задач, но и непосредственно в оперативной работе для прогностических целей. Несмотря на достигнутые успехи, возможности инфракрасных методов еще далеко не исчерпаны. Представляет особый интерес развитие этих методов для изучения океана. В настоящей работе обсуждаются новые результаты, полученные при аэротермосъемке водно-снежно-ледяных поверхностей в восточной и центральной частях Арктики сотрудниками ААНИИ и ЛЭТИ им. В. И. Ульянова (Ленина). В частности, в этих исследованиях получены сведения о тепловом рельефе морского дрейфующего льда Центральной Арктики, подтверждена возможность более точных определений возрастных градаций дрейфующих льдов арктических морей с самолета ледовой разведки и количественных наблюдений за выхолаживанием моря. ИК радиосъемка позволила выявить пространственную изменчивость термической среднемасштабной структуры поверхности океана областей с аномальной температурой, теплового рельефа льдов при различных состояниях облачного покрова. Эти исследования обсуждаются ниже.

Основным преимуществом ИК радиометрии водно-снежно-ледяных образований является высокая точность измерений истинной температуры поверхностной пленки, непосредственно контактирующей с приводным слоем атмосферы [3]. Это преимущество обеспечивается высоким уровнем собственной радиации, заключенным в ИК диапазоне спектра (около 30% всего излучения ограничено спектральным интервалом 8—13 мкм), малым преобразованием этой энергии атмосферой (окно прозрачности в том же диапазоне), высокой излучательной способностью всех твердых и жидких фазовых состояний воды (97—99% от энергии АЧТ при той же температуре), пренебрежимой величиной рассеянной и отраженной солнечной и фоновой радиации, малой зависимостью оптических параметров исследуемых объектов от наличия растворенных химических веществ [6]. Поэтому интерпретировать радиационную температуру океана в истинную сравнительно легко. Отметим, что ИК термометрия подстилающих поверхностей с ИСЗ не является столь простым

делом, так как различные состояния атмосферы могут в значительной степени трансформировать собственное излучение океана, при этом увеличивается погрешность измерений. Регистрация полей температуры воды и льда с высоты 200—300 м в большинстве случаев лишена этого недостатка. Современные ИК радиометры могут фиксировать изменения температуры водной поверхности в десятые и сотые доли кельвина с разрешением по углу визирования в несколько сотых долей радиана. Регистрация измерений обычно производится на самопишущем потенциометре. ИК методы наблюдения за температурой поверхности моря с низко летающего самолета позволяют регистрировать тепловой рельеф с абсолютной погрешностью не более 0,5 К.

Можно утверждать, что ИК радиометрия водно-снежно-ледяных поверхностей океана располагает оптимальными физическими и техническими условиями для определения истинной температуры поверхности исследуемых объектов. При аэротермосъемках на небольших высотах погрешность измерений является минимальной по сравнению с погрешностями любых других радиометодов. Наша задача — интерпретировать информацию об истинной температуре поверхности в данные о строении и состоянии подстилающих поверхностей.

При изучении состояния моря, находящихся в полярных и умеренных широтах, большое значение имеет знание пространственного положения кромки и сплоченности льдов с четкой регистрацией их возрастных градаций. Основными трудностями интерпретации тепловой микроструктуры льдов различного возраста, зафиксированной при аэротермосъемках, являются: изменчивость теплофизических параметров морского льда, связанная с его неоднородностью; сложность анализа многослойных систем, какими являются водно-снежно-ледяные образования; многообразие метеорологических условий. Для анализа зависимости температуры поверхности льда от его толщины, воспользовавшись законом Ньютона, можно записать выражения:

$$t_{\text{лв}} = - \frac{h(W_{\text{эфф}} - \alpha t_0) \Delta t_{\text{лн}}}{\alpha h + \Lambda}, \quad (8)$$

$$\frac{\partial t_{\text{лв}}}{\partial h} = - \frac{\Lambda W_{\text{эфф}} + \alpha \Lambda (t_{\text{лн}} - t_0)}{(\alpha h + \Lambda)^2}, \quad (9)$$

где $t_{\text{лв}}$, $t_{\text{лн}}$, t_0 — температуры соответственно верхней, нижней поверхностей дрейфующего льда и окружающего воздуха, в °С; h — толщина ледяного покрова; α — коэффициент теплообмена со средой; $W_{\text{эфф}}$ — эффективная энергия излучения поверхности льда; Λ — коэффициент внутренней теплопроводности льда.

В этих выражениях, строго говоря, все параметры являются переменными величинами. Так, коэффициент теплообмена зависит от разности температур ($t_{\text{лн}} - t_0$) и от структуры поверхности льда, температура воздуха и эффективное излучение зави-

сят от метеорологических условий, $t_{\text{дн}}$ — от солености морской воды, Λ — по различным литературным данным для морских льдов колеблется от $2 \cdot 10^{-3}$ до $6 \cdot 10^{-3}$ кал/(см · К · с). Если пренебречь вариациями перечисленных параметров и $W_{\text{эфф}}$, из анализа зависимостей (8) и (9) видно, что различимость температуры поверхности льдов всех градаций линейно возрастает с понижением отрицательной температуры воздуха и убывает приблизительно в квадратичной зависимости с увеличением толщины льда. Надо иметь в виду, что мы рассматриваем только отрицательные значения окружающей температуры t_0 , так как температура поверхности льда не может иметь положительных значений, т. е. не может меняться пропорционально изменениям температуры воздуха выше 0°C .

Количественные экспериментальные данные о связи теплового рельефа верхней пленки морских льдов с их возрастными стадиями были получены в экспедиции «Север-26» в 1974 г. Для решения этой задачи были проведены следующие эксперименты. На границе двух полей однолетнего и зимнего льда в районе дрейфующей станции «СП-22» было создано многоступенчатое (по толщине) поле естественного льда без снега. Максимальная толщина первой ступени 1 м, все остальные ступени имели толщину, на 10 см меньшую по сравнению с соседней. Результаты многочисленных, повторяющихся при одинаковых условиях измерений температур каждой ступени льда с помощью ИК радиометра подверглись статистической обработке. На рис. 3 показаны усредненные значения температур поверхности ступеней льда в зависимости от их толщин. Дисперсия отсчетов σ^2 оказалась равной 10 при средней величине отсчета

78 делений, а изменчивость $v = \frac{\sqrt{\sigma^2}}{\bar{J}} = 0,04^*$ для льдов толщи-

ной 20—30 см. Доверительная вероятность для интервала $\pm 2\sigma$ равна 95%. Следовательно, в 95 случаях из 100 измеряемая толщина льда отличается от истинной не более чем на $\pm 8\%$, или на 2—3 см в указанном диапазоне толщин. Разброс показаний инфракрасного «толщиномера льда» можно объяснить некоторыми изменениями окружающих условий, в том числе температуры воздуха в процессе эксперимента, небольшими различиями толщин одной и той же ступени льда, субъективными и приборными погрешностями, конечностью размеров ступеней льда в горизонтальной плоскости, вариациями эффективного излучения. Тем не менее, подтвердилось ожидаемое высокое разрешение толщин молодых льдов при интерпретации их теплового рельефа, не достигаемое другими радиометодами. Из теоретического и экспериментального исследования очевидно, что уменьшение контраста между t_0 и $t_{\text{дн}}$, связанное с потеплением окружающего воздуха, снижает различимость возрастных градаций

* \bar{J} — среднее значение.

дрейфующих льдов методами ИК радиометрии. Аналогично влияет и увеличение слоя снега на поверхности льда.

На основании этих материалов можно утверждать, что методику ИК измерения температур целесообразно применить при изучении тепловых градиентов, образующихся в морской воде в естественных условиях при возникновении льда, начиная с появления ледяных игл и кончая любыми формами сплошного льда. Этот вопрос интересен для океанологии, рассматривающей энергетику процессов взаимодействия атмосферы и океана.

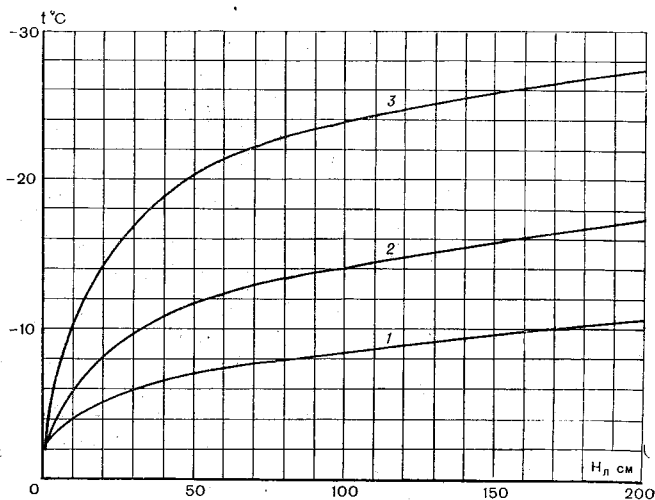


Рис. 3. Усредненные экспериментальные зависимости поверхностной температуры льдов от их толщин $T_{лв} = f(H)$ для различных окружающих температур $T_{в}$. «СП-22». Апрель 1974 г.

- 1) $T_{в} = -12^{\circ}\text{C}$; 2) $T_{в} = -18^{\circ}\text{C}$; 3) $T_{в} = -28^{\circ}\text{C}$.

Другим важнейшим приложением методов ИК радиометрии поверхности моря к исследованию льда является определение сплоченности и всех возрастных градаций дрейфующих ледяных образований при помощи аэротермосъемки. На рис. 4 а и б даны примеры термограмм, полученных с самолета ледовой разведки, оборудованного ИК радиометром с регистрацией на самопишущем потенциометре типа КСП-4. На диаграммных лентах записан тепловой рельеф льдов различной сплоченности и возраста. Здесь же нанесена температурная шкала радиометра и толщины льдов, интерпретированные по кривым рис. 3 для микроструктуры поля температуры. На рисунке указаны визуальные оценки состояния и балльности льда, сделанные ледовым разведчиком. Анализ термограммы (рис. 4 а), записанной при $t_0 = 1 \div 3^{\circ}\text{C}$, показывает, что и в этом случае можно с большой достоверностью

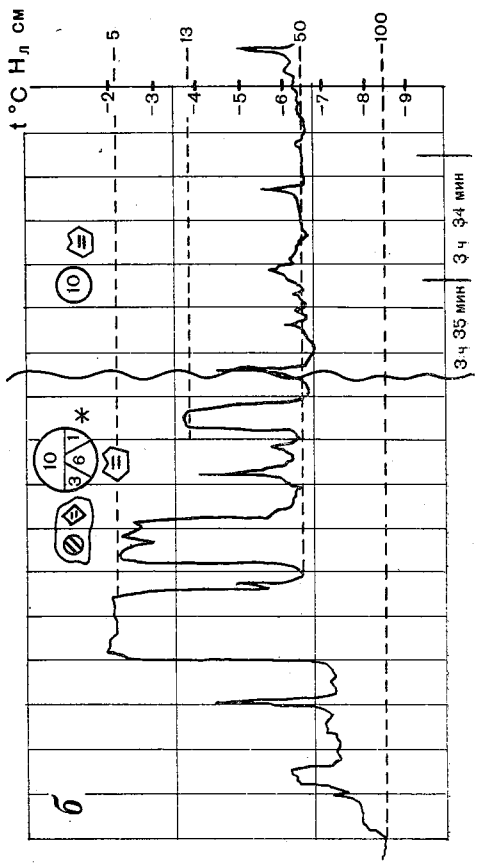
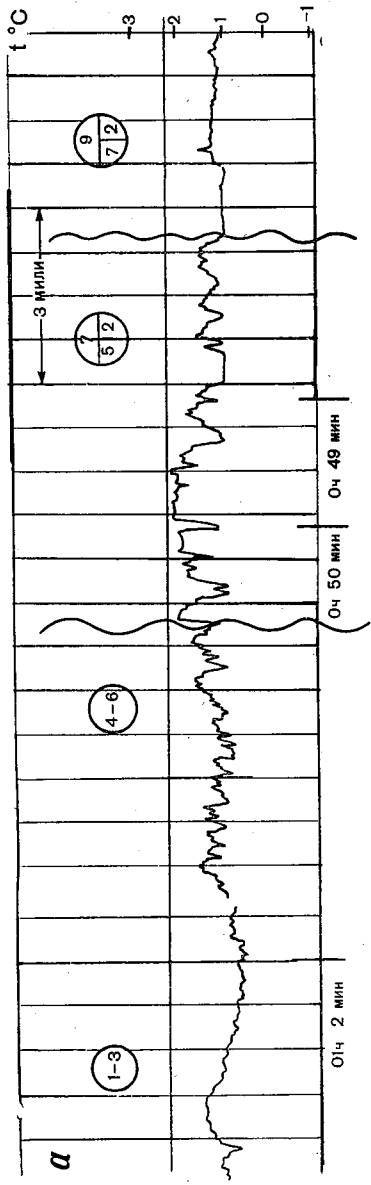


Рис. 4. Тепловой рельеф водно-снежно-ледяной поверхности моря. В кружочках даны обозначения ледовой обстановки на основании визуальных оценок гидролога. Волнистыми линиями отделены области разной сплочности льдов, нанесенные на карту гидрологом.

а — подход к м. Рыпильгин, 13/IX 1975 г., $T_p = +2^{\circ}\text{C}$; б — подход к о. Жохова, 7/IX 1975 г., $T_p = -10^{\circ}\text{C}$.

определять сплоченность льда в баллах по характеру тепловой микроструктуры поверхности моря или подсчетом. При отрицательных температурах воздуха, достигающих $-8 \div -12^\circ\text{C}$ (рис. 4 б), толщины льда, измеренные по приведенной методике, соответствуют возрастным градациям, зарегистрированным визуально. Большой массив экспериментального материала в течение трех навигаций подтверждает возможность по материалам ИК аэротермосъемки фиксировать все возрастные градации морских льдов. Оценка толщин молодых льдов осуществляется с большей точностью по сравнению с другими дистанционными методами.

Одним из аспектов, имеющих важное значение для энергетического анализа взаимодействия океана с атмосферой, является учет влияния различной облачности на перенос лучистой энергии подстилающих поверхностей к верхним слоям атмосферы [4]. В высокоширотных областях, в Арктике, где атмосфера наиболее прозрачна (фактор мутности Линке минимальный, $\sim 1,5$), а солнце большую часть времени года не прогревает верхние слои атмосферы, наличие безоблачного неба зачастую приводит к сильному выхолаживанию на земле и в океане. Появление облачности приводит к подъему профиля температуры поверхности и уменьшению тепловых перепадов на ней. Благодаря применению методов ИК радиометрии удалось количественно измерить вариацию тепловой структуры снежно-ледяной подстилающей поверхности при чередовании чистого безоблачного неба и мощной облачности. Проведем небольшой анализ. В выражениях (8) и (9) величина эффективного излучения $W_{\text{эфф}}$ входит в числитель. Следовательно, при положительном ее значении (радиационное выхолаживание) понижается температура поверхности льда и увеличивается абсолютная величина производной $\frac{\partial T_h}{\partial h}$, т. е. увеличивается контрастность теплового рельефа микроструктуры ледяного образования. Если считать коэффициент поглощения льда радиации равным коэффициенту излучения κ , то значение $W_{\text{эфф}}$ можно выразить следующей зависимостью:

$$W_{\text{эфф}} = \kappa \sigma_0 (T_{\text{лв}}^4 - T_{\text{ра}}^4), \quad (10)$$

где σ_0 — постоянная Стефана—Больцмана; $T_{\text{ра}}$ — радиационная температура атмосферы. (Здесь температуры даны по абсолютной шкале Кельвина.)

Будем считать в первом приближении, что температура окружающего воздуха t_0 , а вместе с ней и энергия ньютоновского теплообмена не меняются. Изменяется только лучистый теплообмен между поверхностью льда и атмосферой. Тогда изменение температуры можно выразить, как

$$t_{\text{лв}}^{*1} - t_{\text{лв}}^{**} = - \frac{h}{\alpha h + \Lambda} (W_{\text{эфф. безобл}} - W_{\text{эфф. обл}}), \quad (11)$$

где $t_{\text{лв}}^*$ и $t_{\text{лв}}^{**}$ — температуры поверхности одной и той же льдины при безоблачном и облачном небе (в °С) при неизменяющейся температуре воздуха; $W_{\text{эфф. безобл}}$ и $W_{\text{эфф. обл}}$ — эффективные лучистые потоки, уходящие с поверхности льда в атмосферу. Подставив (10) в (11), легко найти корреляционные зависимости между $t_{\text{лв}}$ и $t_{\text{ра}}$. Расчет по приведенной методике показывает, что для температуры воздуха -12°C , температуры поверхности льда толщиной 170 см, равной -10°C , при неизменной t_0 понижение $t_{\text{лв}}$ от -10 до -20°C может быть вызвано только изменением радиационной температуры атмосферы с 260 до 235 К, что реально в Арктике ночью или зимой при чередовании облачного и чистого неба. Очевидно, в последующих приближениях необходимо учесть в расчете уменьшения t_0 , вызванный переходом тепла из окружающей среды к выходящим подстилающим поверхностям. Таким образом происходит перераспределение тепловой энергии. Комплексный анализ метеорологических условий на больших акваториях и количественная оценка влияния этих условий на температурный профиль ледяного покрова позволят уточнить расчеты энергетических процессов, протекающих в атмосфере и океане. Решение обратной задачи даст новую информацию об оптических характеристиках облачности в условиях высоких широт.

Результаты измерений поля температуры поверхности водных масс, свободных от льда, методом ИК радиометрии заслуживают особого внимания. В арктических морях это связано с оценкой состояния и изменчивости теплозапаса морской воды. Материалы исследования теплового рельефа поверхности воды, полученные с помощью аэротермосъемки, позволяют прогнозировать периоды замерзания на всей акватории морей. Новая информация имеет большое практическое значение. Используя ее данные, уточняют оперативные сроки навигации, выбирают оптимальные маршруты транспортных караванов судов на трассе Северного морского пути. В табл. 4 показаны результаты измерений температуры поверхности моря на протяжении одного месяца (сентябрь) периодически в течение трех лет (с 1973 по 1975 г.) вдоль одного произвольно выбранного галса. Таблица иллюстрирует изменение теплового рельефа подстилающих поверхностей в сторону понижения температуры в период, предшествующий ледоставу, на больших площадях. Можно проследить (рис. 5) вариацию теплозапаса моря в этом районе на протяжении нескольких лет. Обычно считают, что годовые и сезонные отклонения метеорологических условий в Арктике невелики. Это мнение подтверждают кривые распределения температур за сентябрь в 1973 и 1975 гг. В то же время в 1974 г. теплозапас морской воды аномально высок. Таким образом, оперативная аэротермосъемка поверхности арктических морей позволила проследить за мелкомасштабными и среднемасштабными процессами энергетического обмена в океане и атмосфере, протекающими

Изменения температурного рельефа поверхности Чукотского моря
по декадам в сентябре на маршруте от м. Шмидта
до 72° 00' с. ш., 185° 05' в. д.

Дистанция по мар- шруту, миль	Температура, °С						
	1973 г.			1974 г.		1975 г.	
	1-я дек.	2-я дек.	3-я дек.	1-я дек.	3-я дек.	1-я дек.	3-я дек.
15	1,5	1,3	-0,2	6,7	4,0		-1,0
30	1,5	1,1	-0,4	7,1	4,2	4,5	-1,6
45	1,8	1,0	-0,3	6,6	4,4	1,4	-1,5
60	1,6	0,4	-0,1	6,2	4,2	1,4	-1,4
75	-0,3	0,7	0,0	4,5	4,0	0,6	-1,4
90	-0,5	0,0	0,0	4,7	3,2	1,0	-1,3
105	-0,5	-0,5	-0,9	4,6	2,3	1,1	-1,3
120	-0,3	-0,6	-1,2	4,7	1,3	1,2	-1,4
135			-1,2	4,9	0,5	2,3	-1,2
150			-1,1	3,5	0,3	0,6	-0,9
165			-0,7	2,1	0,4	1,3	-0,5
180			-0,2	2,0	1,0	0,2	-1,2
195			-0,6	2,4	3,2	-1,0	

в короткие и долгие промежутки времени. Особенно много информации о распределении тепла в морях и океанах дают площадные аэротермосъемки, когда большие акватории покрываются сеткой точно измеренных значений температур поверхностных вод.

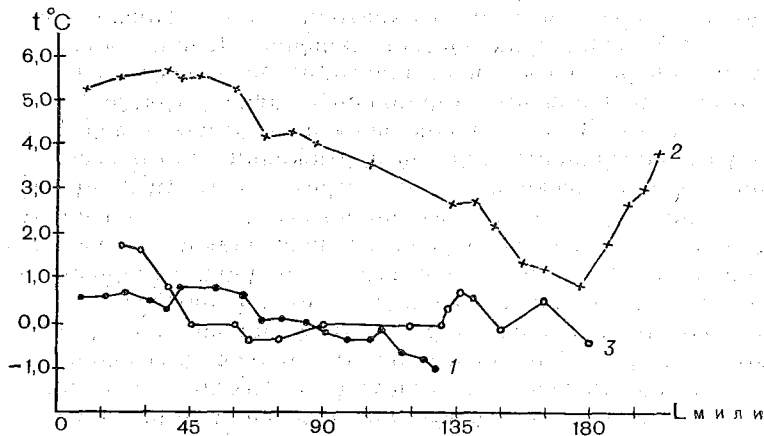


Рис. 5. Усредненный за месяц (сентябрь) тепловой рельеф поверхности Чукотского моря по разрезу от м. Шмидта до 72° 00' с. ш., 185° 05' в. д.

1 — 1973 г., 2 — 1974 г., 3 — 1975 г.

Интересным научным результатом является регистрация аномальных пятен на поверхности океана, достигающих в поперечнике нескольких десятков километров. Под аномальными пятнами мы понимаем ограниченные области воды в открытом море, отличающиеся по цвету и температуре от окружающих водных масс. Иногда эти участки морской поверхности имеют очень резкий цветовой контраст и высокий температурный градиент на границе области. Так, в 1974 г. было зарегистрировано аномальное пятно в координатах $\varphi = 72^{\circ} 48'$ с. ш., $\lambda = 201^{\circ} 30'$ в. д. Размер пятна был около 45 км в поперечнике. Оно отличалось зеленым цветом (при коричневом окружающем фоне) и резким

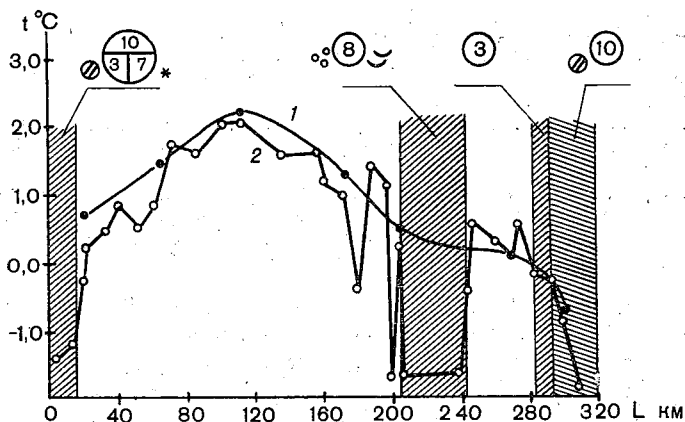


Рис. 6. Тепловой рельеф поверхности Чукотского моря по разрезу м. Ванкарем — $70^{\circ} 00'$ с. ш., $189^{\circ} 20'$ в. д.

1 — э/с «Маяк» (3—4 октября 1975 г.); 2 — самолет ИЛ-14 (4 октября 1975 г.).

изменением температуры поверхности на границе — от 2,3 до 0,6—0,8°C. Причины возникновения подобных термических аномалий морских вод недостаточно изучены. Возможно, они являются выходами на поверхность глубоководных течений. Так как на глубинах существуют не только «холодные», но и «теплые» воды, аномальные пятна должны иметь в пограничных зонах как отрицательные, так и положительные градиенты температуры поверхности. Энергетические характеристики таких областей могут заинтересовать океанологов, а также биологов в связи с обособленностью в них растительного и животного мира.

ИК термометрирование водной поверхности океана позволяет получить информацию о локальном распределении и изменении микро- и макротечений [8]. Интересными представляются результаты количественной оценки изменения температуры поверхности воды при наличии частичного ледяного покрова и при подходе к кромке ледяного массива. На рис. 6 приведены материалы совместного океанографического разреза экспедиционным

судном и самолетом, осуществляющим аэротермосъемку. Измеренные с помощью ИК радиометра и усредненные значения температуры воды очень близки к аналогичным данным, полученным контактным методом с борта э/с «Маяк». Тем не менее, разреженность океанографических станций и в связи с этим возможный пропуск микроструй позволяют сделать вывод, что методы ИК термометрии дают более точные и надежные сведения о реальном поле температуры на поверхности моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радиозлучение Земли как планеты. М., «Наука», 1974. 187 с.
2. Богородский В. В. Радиозондирование льда. Л., Гидрометеиздат, 1975. 63 с.
3. Галкина А. И., Спицын В. А. Измерение температуры поверхности воды, снега и льда радиационным термометром.— «Труды ААНИИ», 1970, т. 295, с. 64—69.
4. Горелик А. Г., Калачинский С. Ф. Влияние облачности на радиационные характеристики подстилающей поверхности. Радиационные процессы в атмосфере и на земной поверхности. Материалы IX Всесоюзного совещания по актинометрии 10—13 октября 1972 г. (Киев). Л., Гидрометеиздат, 1974.
5. Калмыков А. И., Пустовойтенко В. В. Радиолокационный измеритель пространственно-временных характеристик морского волнения. Тезисы докладов Всесоюзного семинара «Неконтактные методы измерения океанографических параметров». М., ГОИН, 1975, с. 11.
6. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Термическое зондирование атмосферы со спутников. Л., Гидрометеиздат, 1970. 410 с.
7. Микроволновое дистанционное зондирование окружающей среды. ВНИИ Гидрометеорологической информации. Информационный центр. 1975. Авт.: Кондратьев К. Я., Рабинович Ю. И., Тимофеев Ю. М., Шульгина Е. М.
8. Парамонов А. И., Горбунов Ю. А., Лосев С. М. Наблюдения за температурой поверхности моря с помощью радиационного термометра с самолета ледовой разведки.— «Труды ААНИИ», 1975, т. 326, с. 114—120.
9. Радиоокеанографические исследования морского волнения. Под ред. С. Я. Брауде. Киев, Изд. АН СССР, 1962, с. 3—77.
10. Установка для измерения электрических параметров соленого льда на длине волны 3 см.— «Труды ААНИИ», 1974, т. 324, с. 50—56. Авт.: Богородский В. В., Заец П. Г., Погдин Т. К., Хохлов Г. П.
11. Финкельштейн М. И., Кутев В. А. О зондировании морского льда при помощи последовательности видеоимпульсов.— «Радиотехника и электроника», 1972, № 10, с. 2107—2112.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
1. Радиоволновые методы исследования морских льдов и волнения, дистанционные измерения температуры поверхности вод	5
2. Изучение состояния поверхности морей методом ИК термометрии	15
Список литературы	24

Виталий Васильевич Богородский
Александр Иванович Парамонов

РАДИООКЕАНОЛОГИЯ

Редактор З. И. Мироненко. Техн. редактор М. И. Брайнина. Корректор И. А. Крайнева
Сдано в набор 12/VIII 1976 г. Подписано к печати 1/XI 1976 г. М-19864. Формат 60×90¹/₁₆. Бум.
тип. № 1. Печ. л. 1,5. Уч.-изд. л. 1,57. Тираж 1000 экз. Индекс ОЛ-162. Заказ № 295.
Цена 11 коп. Гидрометеониздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

11 коп.