

М. И. Финкельштейн,
Э. И. Лазарев,
А. Н. Чижов

Радиолокационные аэроледомерные съёмки рек, озер, водохранилищ



Ленинград
Гидрометеиздат
1984

Рецензенты: канд. техн. наук А. В. Бушуев,
канд. техн. наук Г. А. Юфит

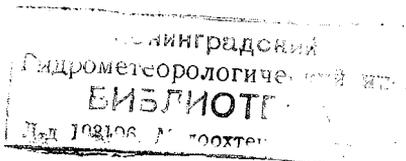
Ответственный редактор: д-р техн. наук М. И. Финкельштейн

В книге изложены основные принципы и методика радиолокационного измерения толщины морских и пресноводных льдов, а также результаты радиолокационных аэроледомерных съемок, выполнявшихся в течение десяти лет сотрудниками Рижского института инженеров гражданской авиации (РКИИГА) совместно со специалистами ледовой разведки Государственного гидрологического института (ГИИ) и Арктического и Антарктического института (ААНИИ) с помощью аппаратуры, разработанной в РКИИГА под руководством проф. М. И. Финкельштейна. Приведены электрофизические характеристики льда и снега и особенности пространственного распределения толщины ледяного покрова рек, озер и водохранилищ. Дано краткое описание аппаратуры и методики аэроледомерных съемок при использовании радиопульсного, частотного и видеопульсного методов активной радиолокации, а также особенностей измерения толщины льда с наземного транспорта.

Книга рассчитана на гидрологов, специалистов ледовой разведки и радиоспециалистов, работающих в области дистанционного зондирования природной среды.

In the book "Radar aerial ice surveys of rivers, lakes and reservoirs" basic principles and methodology of radar measurements of sea and freshwater ice thickness as well as results of radar aerial ice surveys carried out during ten years by specialists of the Riga Institute of Civil Aviation Engineers (RICAE) in cooperation with specialists of ice survey of the State Hydrological Institute and The Arctic and Antarctic Research Institute, using equipment developed in RICAE under the leadership of prof. M. I. Finkelstein, are described. Electrophysical characteristics of ice and snow and peculiarities of spatial distribution of ice cover thickness on rivers, lakes and reservoirs are given. Brief description of equipment and methodology of aerial ice surveys when using radio impulse, frequency and video pulse methods of active radiolocation as well as peculiarities of measuring ice thickness from land transport are given.

The book is intended for hydrologists, specialists in the field of ice surveying and radio-specialists working in the field of remote sensing of the natural environment.



326032

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы значительно возросла роль дистанционных методов исследования природной среды и земных ресурсов. Одним из важных новых направлений дистанционного зондирования является подповерхностная радиолокация, которая применяется для определения толщины ледяных покровов как в СССР, так и за рубежом. Следует отметить приоритет ряда работ, выполненных в СССР.

Аэроледомерные съемки на обширных акваториях, в результатах которых испытывают потребность многие отрасли народного хозяйства, могут быть выполнены только авиационными методами. В настоящее время разработана аппаратура и обоснована методика проведения крупномасштабных радиолокационных аэроледомерных съемок в Арктике, на реках, озерах и водохранилищах.

В книге изложены основные принципы и методика радиолокационного измерения толщины морских и пресноводных льдов, а также результаты радиолокационных аэроледомерных съемок, выполнявшихся в течение десяти лет сотрудниками Рижского института инженеров гражданской авиации совместно со специалистами ледовой разведки Государственного гидрологического института и Арктического и Антарктического научно-исследовательского института с помощью аппаратуры, разработанной в РКИИГА под руководством проф. М. И. Финкельштейна. Излагаемый материал охватывает также некоторые вопросы радиолокационного зондирования с наземных и морских транспортных средств.

В разработке аппаратуры принимали активное участие В. Г. Глушнев, В. А. Кутев, Э. И. Лазарев, В. В. Островенец, М. И. Макурин, А. П. Лазарева, К. И. Клемято, А. И. Смутов, А. Н. Пешков и др. Обработка и интерпретация результатов для ледяных покровов рек, озер, водохранилищ производилась А. Н. Чижовым, а применительно к устьевым участкам рек и морскому льду в этой работе в разное время участвовали А. В. Бушуев, В. М. Лосев, Н. И. Комов, К. М. Кумачев, В. И. Шильников, Ю. В. Налимов, А. Г. Беликов, А. П. Балабаев и др.

Постоянную помощь в становлении и развитии аэроледомерных съемок оказывали М. И. Шевелев, К. Н. Чубаков, Б. С. Майнагашев, Г. Д. Бурков, А. Т. Халин, И. А. Левандовский, А. М. Кашицкий, Н. М. Жуков, А. П. Раздорский. Успеху дела в значительной мере способствовали также пилоты гражданской авиации А. И. Портнов, А. В. Прожогин, И. И. Небезин, В. И. Филиппов, А. Х. Зияддинов и др.

Значительный вклад в создание промышленных приборов внесли В. С. Фомин, А. Г. Бало, Д. Ф. Самосадко.

Глава 1, а также разд. 4.2 и 5.1 написаны А. Н. Чижовым; главы 2, 3 и разд. 5.6 — М. И. Финкельштейном, а разд. 5.3—5.5 — Э. И. Лазаревым. Остальные разделы написаны авторами совместно (в п. 5.6.1 использованы материалы М. И. Макурина, а в п. 3.2.3 — В. Н. Метелкина).

Авторы глубоко благодарны всем, способствовавшим развитию радиолокационных аэроледомерных съемок и написанию данной книги.

Авторы надеются, что данная попытка систематизации материала будет способствовать дальнейшему развитию методов дистанционного зондирования в интересах народного хозяйства.

ВВЕДЕНИЕ

Период ледостава на большинстве рек Советского Союза продолжается от двух до шести месяцев. Ледяной покров, с одной стороны, используется в качестве переправ и зимних транспортных магистралей, а с другой — сокращает период навигации и затрудняет эксплуатацию гидротехнических сооружений. Сведения о распределении толщины ледяного покрова по участкам рек, а также акваториям озер и водохранилищ в различные периоды зимы необходимы для многих отраслей народного хозяйства. В частности, данные о толщине льда в конце зимы используются при составлении прогнозов вскрытия, мест заторообразования, при планировании начала навигации на реках, для безаварийного пропуска льда через гидротехнические сооружения в период их строительства и эксплуатации. В ранний период ледостава сведения о распределении толщины льда на участках рек позволяют обеспечить безаварийную организацию переправ и движение автотранспорта по ледовым дорогам-зимникам.

Наблюдения за толщиной льда производятся на гидрологических постах не реже чем через десять суток. Для измерения пробуривается лунка на середине реки или на достаточном удалении от берега. Рядом с лункой определяется и толщина слоя снега на льду. При последующем измерении на площадке с нетронутым снегом рядом с предыдущей пробуривается новая лунка и т. д.

Ограниченность таких измерений не обеспечивает решение указанных выше задач. В еще большей степени сказанное относится к ледовой разведке. Существенным недостатком визуальных наблюдений является неточное определение толщины (возраста) льдов по косвенным признакам (характер поверхности, заснеженность, форма торосов, тип наслоений и т. д.). Особенно затруднено определение возраста льда в осенне-зимний период для высоких широт, когда ледовая разведка выполняется в условиях полярной ночи.

Сказанное выше, а также рост скоростей и высоты полета современных летательных аппаратов приводит к необходимости интенсивного внедрения инструментальных методов дистанционного исследования ледяного покрова и ледовой разведки. Среди ряда методов, используемых для этой цели, важное место должен занять радиолокационный метод измерения толщины льда.

Развитие радиолокации привело к широкому использованию радиолокационных методов для дистанционного исследования природной среды и земных ресурсов, в частности к применению подповерхностного радиолокационного зондирования. Согласно работе [69], еще в 1946 г. пилоты США при полетах в Антарктиде наблюдали ошибки в показании бортовых радиовысотометров за счет проникновения радиоволн в лед и отражений от нижней его границы. Эксперименты по исследованию этого явления были поставлены в 1957 г. Было обнаружено, что самолетный импульсный радиовысотометр, антенны которого находились прямо на снегу

ледника, показывал «высоту» 900 футов. Такое же явление фиксировалось при полете над ледниками. В 1963 г. осуществлены эксперименты по зондированию ледников Гренландии и Антарктиды (США, Англия [7]). В 1964 г. такие исследования проводились радиофизическим отрядом 9-й Советской антарктической экспедиции [7]. При этом использовался стандартный радиолокатор Гюйс I МЧ (частота 213 МГц), а в дальнейшем самолетный радиовысотомер РВ-10 (частота 440 МГц). Эти и несколько модернизированные радиолокаторы в дальнейшем использовались для исследования как холодных покровных, так и теплых горных ледников [34].

Для зондирования речных и озерных льдов и, в особенности, сильно соленых морских льдов, толщина которых в большинстве случаев не превышает 2 м, а минимально необходимая для измерения в интересах практики толщина льда (например, для посадки самолетов, движения транспортных средств, проводки судов) имеет порядок не больше десятков сантиметров, потребовалось создание принципиально новой аппаратуры.

Следует отметить, что оценка толщины льда возможна также путем анализа радиотеплового излучения ледяного покрова. Этот вопрос выходит за рамки данной книги. Ему посвящена специальная монография [10].

В 1968 г. в СССР были проведены первые натурные эксперименты по радиолокационному зондированию границ льдов в устье р. Лены. При этом В. Г. Глушневым (РКИИГА) был использован радиоимпульсный метод, а А. Б. Бабаевым (МЭИ) — частотный. В дальнейшем для малосоленых морских льдов был применен метровый диапазон волн [49] на основе предложенного Дж. Куком [68] метода возбуждения широкополосной антенны перепадом напряжения.

Разработка методов и аппаратуры для измерения толщины морских льдов, а также льдов рек, озер, водохранилищ и проведение плановых аэроледомерных съемок были осуществлены в РКИИГА. В 1969 г. М. И. Финкельштейн предложил метод синтезируемого видеоимпульсного сигнала [2], реализация которого с борта вертолета в 1971 г. экспериментально доказала возможность измерения толщины тонких сильно соленых морских льдов с борта летательного аппарата [50]. Начиная с 1973 г. Э. И. Лазаревым осуществляется опытная проверка видеоимпульсного измерителя для ледовой разведки [32], что и явилось началом внедрения в практику радиолокационных аэроледомерных съемок.

В дальнейшем в РКИИГА были разработаны три модификации видеоимпульсных измерителей, две модификации радиоимпульсных измерителей и два варианта частотных измерителей. Эти измерители широко использовались для проведения и отработки методики аэроледомерных съемок А. Н. Чижовым (ГГИ), группой сотрудников ААНИИ и сотрудниками других организаций. Общая характеристика проведенных аэроледомерных съемок дана в приложении.

1. ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ РЕК, ОЗЕР И ВОДОХРАНИЛИЩ

1.1. Пространственное распределение толщины льда

1.1.1. Общие закономерности пространственного распределения толщины льда. Известное выражение В. В. Докучаева «Реки — продукт климата» в наибольшей степени относится к ледовому режиму, который по территории Советского Союза в зависимости от метеорологических условий изменяется в широких пределах. На юге европейской части нашей страны и в Средней Азии ледостав бывает лишь в отдельные годы и продолжается короткое время — до одного месяца. По направлению на север и восток продолжительность ледостава увеличивается, достигая в северных районах Восточной Сибири 6—8 месяцев.

В еще большей степени по территории СССР изменяется толщина ледяного покрова рек, озер и водохранилищ. Мощность льда в течение периода ледостава не остается постоянной: в течение зимы она возрастает, а весной до начала вскрытия уменьшается вследствие таяния, поэтому анализ пространственной и временной (в многолетнем цикле) изменчивости толщины льда производится по ее максимальному за год значению. Эта характеристика изменяется по территории СССР от 0,1 м в южных районах до 3 м на реках и озерах полярной зоны Сибири и до 4 м на наледных участках рек Восточной Сибири. В многолетнем цикле изменение максимальной за год толщины льда в одном пункте реки, по данным гидрологических постов, может превышать 100 %.

Помимо изменчивости во времени существует и значительная пространственная неоднородность распределения толщины льда по длине рек и акваториям озер и водохранилищ, которая по масштабам проявления может быть подразделена на четыре типа: зональную, районную (локальную), местную и мелкомасштабную.

Зональная изменчивость толщины льда определяется климатическими условиями и в достаточной степени выявляется по данным наблюдений. Особенно заметно она проявляется на реках, текущих в меридиональном направлении. Так, мощность ледяного покрова крупных сибирских рек увеличивается в нижнем течении по сравнению с верховьем в среднем на 100 %.

Локальная неоднородность отражает значительные (до 50 % и более) изменения толщины льда в пределах сравнительно крупных участков рек и озер. При этом зональная закономерность нарушается: толщина льда на отдельных участках может быть значительно больше или меньше характерных для данного района значений.

Местная неоднородность проявляется на сравнительно небольшом пространстве, соизмеримом с шириной реки, отражая влияние гидрологических факторов на формирование и развитие ледяного

покрова. К этому типу пространственной неоднородности относятся, например, закономерные изменения толщины по ширине реки.

Мелкомасштабная неоднородность, проявляющаяся на расстоянии единиц и десятков метров, обусловлена изменчивостью процессов формирования ледяного покрова и его нарастания, и поэтому имеет случайный характер. Значительных размеров она достигает на участках торошения, при образовании снежного льда в морозную погоду и при неравномерном распределении снега на поверхности льда.

Особенности процессов формирования ледяного покрова и его развития, их качественная изменчивость в течение зимы, а также отсутствие сведений о таких элементах, как высота и плотность снега на льду, распределение шуги под ледяным покровом, распространение трещин и ряда других, затрудняют применение расчетных методов для оперативного определения толщины льда на отдельных участках рек и в пределах акваторий озер и водохранилищ. Анализ процессов формирования и нарастания ледяного покрова, а также пространственной неоднородности распределения толщины льда показывает, насколько нерепрезентативными могут быть данные наблюдений за толщиной льда на гидрологических постах, которые в недостаточной мере характеризуют толщину льда на участке поста и еще в меньшей степени за его пределами. Поэтому решение задачи оперативного определения пространственного распределения толщины льда для целей прогноза и обслуживания народного хозяйства оказалось возможным только на основе дистанционных методов измерений, в частности, при помощи радиолокационных измерителей.

1.1.2. Формирование ледяного покрова. Различают два типа ледообразования в естественных водоемах. Первый тип характерен для озер и водохранилищ в тихую погоду, а также для участков рек с небольшой скоростью течения и может происходить лишь при отсутствии ветрового волнения, когда при отрицательных значениях температуры воздуха вода переохлаждается только в тонком поверхностном слое. В этом слое возникают первичные игольчатые кристаллы, из которых формируется тонкая первоначальная корка льда. Дальнейшее нарастание толщины льда происходит уже в результате кристаллизации воды на нижней поверхности ледяного покрова. Скорость этого процесса определяется тепловым потоком от водной массы через слой льда в атмосферу.

Второй тип ледообразования характерен для участков с быстрым течением, а также для озер и водохранилищ в ветреную погоду. Вследствие интенсивного турбулентного перемешивания переохлаждение воды при этом распространяется на значительную глубину, что приводит к образованию внутриводного льда в виде кристаллов, взвешенных в потоке или примерзших к погруженным в воду предметам и ко дну (донный лед). Первичные кристаллы внутриводного льда имеют форму пластинок различной конфигурации и дисков. С увеличением концентрации внутриводного льда отдельные кристаллы группируются в скопления, кото-

рые называются шугой. На равнинных реках скопления шуги (шуговые поля) в процессе движения по течению постепенно промерзают с поверхности и превращаются в пльвущие льдины. Кристаллы внутриводного льда могут также заноситься течением под кромку ледяного покрова и откладываться под ним в виде скопленной неподвижной шуги.

Формирование ледяного покрова на реках обычно происходит в следующей последовательности. После охлаждения воды до нуля появляются пльвущие формы первичных ледяных образований: сало (пятна на поверхности воды из смёрзшихся кристаллов) и шуга. Одновременно появляются и неподвижные формы — забереги, представляющие собой полосы льда вдоль берегов и растущие по направлению к середине реки.

После накопления достаточного количества ледяного материала начинается шугоход, а затем, когда скопления шуги промерзнут, — ледоход. Образование неподвижного ледяного покрова обычно происходит в результате задержки ледохода у перемычек из смыкающихся заберегов, у русловых препятствий, а также на поворотах и разветвлениях русла. Кромка льда распространяется вверх по течению в результате остановки у кромки спльвающих с верхних участков реки льдин и шуговых скоплений.

На участках с повышенными уклонами скорость продвижения кромки резко падает, и в этих местах происходит торошение льдин и формируются зажоры, представляющие собой скопление в русле реки льдин или шуги, вызывающее стеснение живого сечения потока и подъем уровней воды выше по течению. Зажоры формируются в период установления ледостава при низкой водности в отличие от заторов, которые наблюдаются в период вскрытия при значительных расходах воды. В пределах участка реки, занятого забором, начальная толщина льда оказывается значительно большей, чем на соседних участках.

В начале ледостава во многих местах в течение некоторого времени сохраняются пространства открытой воды, являющиеся «фабриками шуги», которая заносится течением под ледяной покров и откладывается в местах с пониженными скоростями течения, где формируются подледные шуговые скопления.

1.1.3. Процессы нарастания толщины льда. После образования неподвижного ледяного покрова начинается фаза ледостава, в период которой происходит нарастание толщины льда. Уже в начале ледостава ледяной покров на разных участках состоит из различных типов льда. На участках с замедленными скоростями течения преобладает кристаллический лед, образующийся при спокойном замерзании и при кристаллизации воды на нижней поверхности ледяного покрова; на участках с быстрым течением — из шугового льда, формирующегося при смерзании шуговых льдин, а также из хаотических обломков льдин, т. е. из торосистого льда. Подробнее строение различных типов льда будет рассмотрено ниже.

Начальная толщина льда на реках изменяется от 10 до 50 см и более (на зажорных участках). Этих же пределов в первый пе-

риод ледостава достигает локальная и местная неоднородность пространственного распределения толщины ледяного покрова. В течение зимы эти различия постепенно сглаживаются. Однако вследствие неодинаковой интенсивности нарастания льда пространственная неоднородность ледяного покрова на многих участках сохраняется и даже увеличивается к концу зимы.

Приращение толщины льда определяют следующие три процесса:

— кристаллизация воды на нижней поверхности льда под воздействием теплового потока, направленного от водной массы через толщу снежно-ледяного покрова в атмосферу;

— образование снежного льда при замерзании воды, выступившей на поверхность льда и пропитавшей снежный покров на льду;

— наледные процессы, характерные для рек, протекающих в регионах с суровыми климатическими условиями.

Интенсивность нарастания толщины льда в результате кристаллизации воды на его нижней поверхности выражается известным уравнением

$$\frac{dh_{\text{л}}}{d\tau} = \frac{-\lambda_{\text{л}} t_{\text{сн}}}{\rho_{\text{л}} L (h_{\text{л}} + h_{\text{сн}} \lambda_{\text{л}} / \lambda_{\text{сн}})} - \frac{S}{\rho_{\text{л}} L}, \quad (1.1)$$

где $h_{\text{л}}$ — толщина льда, $h_{\text{сн}}$ — толщина слоя снега на льду, $\lambda_{\text{л}}$ и $\lambda_{\text{сн}}$ — теплопроводность льда и снега, $\rho_{\text{л}}$ — плотность льда; L — удельная теплота фазового превращения и S — тепловой поток из водной массы к нижней поверхности ледяного покрова, $t_{\text{сн}}$ — температура поверхности снега, τ — время.

В начале ледостава интенсивность приращения толщины льда достигает нескольких сантиметров в сутки. Так, при температуре воздуха -15°C и толщине льда 10 см при отсутствии снега толщина льда за сутки увеличивается на 4 см. По мере увеличения мощности ледяного покрова и особенно в связи с появлением на льду слоя снега, являющегося хорошим теплоизолятором, суточное приращение льда уменьшается до долей сантиметра. Например, при температуре воздуха -40°C , толщине льда 1 м и толщине слоя снега 0,2 м суточное приращение составит всего лишь около 0,5 см.

Теплопроводность льда в 5—30 раз превышает теплопроводность снега, и поэтому толщина ледяного покрова в значительной степени зависит от толщины слоя снега, изменчивость которой в многолетнем цикле в несколько раз превышает изменчивость сумм отрицательных значений температуры воздуха. Высокая и пространственная неоднородность распределения снега на льду в зависимости от местных условий. В некоторых местах снег с ледяного покрова сдувается ветром и скапливается в прибрежных зонах, что приводит к формированию на этом участке ледяного покрова с толщиной значительно большей, чем по данным наблюдений соседних постов.

При наличии под ледяным покровом неподвижной шуги интенсивность нарастания льда в этом месте повышается на 40—50 %.

в зависимости от плотности шуги. Расположение шуговых скоплений под ледяным покровом отличается сложной конфигурацией, что повышает местную неоднородность распределения толщины льда.

На основе интегрирования уравнения (1.1) получен ряд формул для расчета толщины льда, учитывающих комплекс метеоэлементов или только температуру воздуха. Например [58],

$$h_{л} = -\frac{\lambda_{л}}{\lambda_{сн}} h_{сн} + \sqrt{\left(h_{л,0} + \frac{\lambda_{л}}{\lambda_{сн}} h_{сн} + 16\right)^2 + \frac{12,4}{1 - P_{ш}} (5,4 - t_{вз}) \tau - 16}, \quad (1.2)$$

где $h_{л,0}$ — начальная толщина льда, см; $t_{вз}$ — средняя температура воздуха над ледяным покровом, °С; $P_{ш}$ — объемная концентрация подледной шуги; τ — время, сут.

Такого типа формулы достаточно точно отражают процесс нарастания льда за счет кристаллизации воды на его нижней поверхности, однако их применение требует сведений о высоте и плотности снежного покрова на льду (между теплопроводностью снега и его плотностью имеется достаточно тесная зависимость). Практически же эти данные отсутствуют. Высота снежного покрова на льду определяется только в точках измерения толщины ледяного покрова, а перенос этих данных на соседние участки недопустим вследствие значительной изменчивости пространственного распределения высоты снежного покрова. Также отсутствует сколько-нибудь приемлемая связь между толщиной слоя снега или слоем снежных осадков на береговой метеорологической станции, с одной стороны, и толщиной слоя снега на льду ближайшего участка реки — с другой. Нет также сведений о наличии шуги под ледяным покровом, за исключением гидростворов, где измеряются расходы воды.

Отсутствие данных о характеристиках снега привело к тому, что на практике для расчета толщины льда часто пользуются упрощенными эмпирическими формулами типа

$$h_{л} = a \sqrt{\sum (-t_{вз})}, \quad (1.3)$$

где a — эмпирический коэффициент, определяемый для каждого региона или участка водного объекта; $\sum (-t_{вз})$ — сумма средних суточных отрицательных значений температуры воздуха (разумеется, по таким формулам нельзя определить ни локальную, ни местную изменчивость толщины льда, средняя квадратическая погрешность расчета по ним составляет 30—40 %).

Плавучесть ледяного покрова невелика, и его перегрузка наступает, когда высота снежного покрова достигает приблизительно 40 % толщины льда. В результате перегрузки при наличии трещин или других отверстий вода выступает на поверхность ледяного покрова и распространяется по ней, пропитывая снег. Промерзание снега, насыщенного водой, приводит к образованию слоя снежного льда на поверхности ледяного покрова. На большинстве рек

и озер Европейской территории СССР и Западной Сибири в начале зимы этот процесс протекает неоднократно, в результате чего слой снежного льда составляет обычно 30—60 % общей толщины ледяного покрова. При образовании снежного льда толщина теплоизолирующего слоя снега значительно сокращается и приращение толщины льда происходит значительно быстрее, чем при кристаллизации воды на нижней поверхности ледяного покрова.

Явление снежного льда нарушает характерную для малоснежных зим закономерность уменьшения толщины льда с увеличением высоты снежного покрова. Оказывается, что если высота снежного покрова превышает некоторое критическое значение, то дальнейшее выпадение снежных осадков в результате промерзания излившейся воды приводит к формированию более мощного ледяного покрова. Хотя процессы образования снежного льда достаточно хорошо изучены [35, 42], его учет при расчетах толщины льда затрудняется из-за отсутствия сведений о распространении трещин и скорости растекания воды под снегом. Процесс образования снежного льда протекает одновременно по территории и не всегда распространяется на всю площадь участка, что повышает пространственную неоднородность распределения толщины льда.

На реках Восточной Сибири и Дальнего Востока широко распространены наледные явления, увеличивающие различия в толщине льда соседних участков реки. Наледи характерны для рек с расходами воды в зимнее время меньше $10 \text{ м}^3/\text{с}$. Их образование обусловлено тем, что в суровых климатических условиях нарастание толщины ледяного покрова приводит к стеснению живого сечения реки и к возникновению напорного движения подледного потока. Этот напор возрастает при пульсациях расходов воды. Под действием напора подледного потока вода через трещины ледяного покрова или через береговые отложения изливается на поверхность льда. Послойное промерзание излившейся воды приводит к формированию наледей мощностью до 3 м. На крупных реках с расходами воды, достигающими зимой десятков кубометров в секунду, формируются главным образом вдольбереговые наледи, а также наледи, распространяющиеся на акваторию основной реки из устьев притоков и из незамерзающих родников на береговых склонах. Расположение речных наледей и их размеры не сохраняются из года в год, что увеличивает пространственную и временную изменчивость толщины ледяного покрова.

Особо следует отметить как фактор, повышающий неоднородность распределения толщины льда, приток тепла из водной массы к нижней поверхности ледяного покрова за счет подземного питания и теплового потока от грунта дна. Подземное питание отличается неравномерностью по длине рек. В местах концентрированного выхода грунтовых вод в русло реки приток тепла к нижней поверхности льда увеличивается в десятки раз.

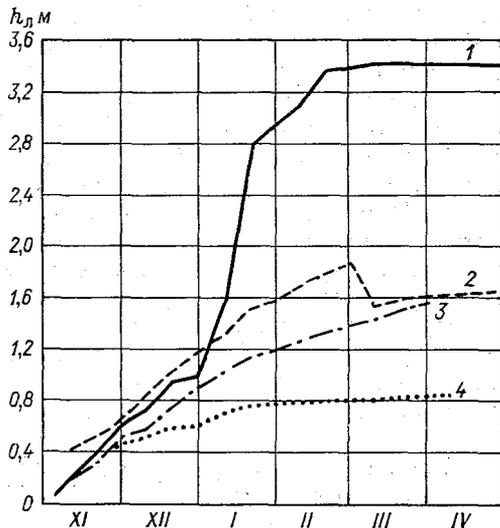
Тепловой поток от грунта дна при его равномерном распределении будучи небольшим, не оказывает заметного влияния на интенсивность нарастания толщины льда. Но на плесовых участках

крупных рек, где теплообмен в водной массе оказывается замедленным, средняя температура воды повышается на несколько десятых градуса за счет тепла грунта дна. Накопленный на участках с замедленными скоростями течения запас тепла расходуется на перекатах, в начале которых существенно увеличивается приток тепла из водной массы и уменьшается толщина льда.

На реках районов умеренного и неустойчивого климата в местах значительного теплопритока ежегодно или только в мягкие зимы в течение длительного времени сохраняются полыньи.

Рис. 1.1. Графики нарастания льда сибирских рек по данным наблюдений на гидрологических постах.

1 — при образовании наледи, 2 — при наличии шуги под ледяным покровом, 3, 4 — при небольшой и при значительной толщине слоя снега на льду.



В районах с суровыми климатическими условиями влияние повышенного теплопритока из водной массы заметно проявляется только в многоснежные зимы. Дело в том, что при небольшой толщине слоя снега и низкой температуре воздуха нарастание льда происходит достаточно интенсивно даже при значительном теплопритоке. Поэтому обычно в таких местах толщина льда не намного меньше среднего для участка значения. Однако после интенсивных снегопадов тепловой поток из водной массы может превысить тепловой поток через снежно-ледяной покров в атмосферу, что приводит к стаиванию льда снизу. В отдельные годы на некоторых сибирских реках толщина льда под снегом в местах интенсивного теплопритока из водной массы во второй половине зимы уменьшается до критических значений, что может привести к затруднениям и авариям на зимних речных транспортных магистралях.

Таким образом, максимальная за зиму толщина льда определяется совокупностью гидрометеорологических условий, роль которых иллюстрируется хронологическими графиками нарастания льда (рис. 1.1). Приведенные данные характеризуют влияние

наледобразования, высоты снежного покрова и наличия шуги. Последний случай (кривая 2) показывает также неоднородность распределения шуги подо льдом. Излом кривой 2 (резкое уменьшение толщины льда в начале марта) объясняется тем, что наблюдатель перенес измерения на площадку, куда подледная шуга не распространилась.

1.1.4. Особенности формирования ледяного покрова на озерах и водохранилищах. Процессы образования ледяного покрова на озерах определяются климатическими условиями и их морфологическими характеристиками, из которых основными являются площадь зеркала, глубина и форма акватории (изрезанность береговой линии, наличие и распределение островов).

Наиболее крупные озера имеют индивидуальные особенности формирования ледяного покрова и пространственного распределения его толщины. При длительном замерзании, что характерно для глубоких озер с большой площадью зеркала, формируется ледяной покров с резко выраженной неоднородностью распределения толщины. Наибольшая толщина льда формируется в зоне припая и на участках интенсивного торошения ледяных полей в центральной части акватории озера. Торошение сопровождается образованием трещин и разводий, которые после вторичного замерзания представляют собой участки с минимальной толщиной льда.

На участках акватории с изрезанной береговой линией и большим количеством островов наблюдается, как правило, меньшая по сравнению с открытыми частями озера, пространственная изменчивость толщины льда.

В зависимости от условий влияние снега на формирование озерного льда может быть различным. На крупных озерах и водохранилищах в районах с умеренным климатом в ледяном покрове образуется большое количество трещин, через которые вода повсеместно изливается на поверхность льда при его перегрузке снегом. Формирование же снежного льда при отрицательных значениях температуры воздуха происходит с различной интенсивностью по площади, определяющейся условиями растекания воды. При этом различия в толщине льда на коротких расстояниях (5—20 м) достигают 10—20 см.

На небольших и средних озерах при отсутствии оттепелей снег защищает ледяной покров от резких изменений температуры воздуха и в нем не образуется термических трещин. В этих условиях перегрузка ледяного покрова снегом не сопровождается формированием снежного льда, что уменьшает общую толщину льда и ее пространственную изменчивость.

Для водохранилищ характерно закономерное распределение толщины льда по длине. Наименьшая толщина льда, как правило, наблюдается на приплотинном участке. Участки с наибольшей толщиной сосредоточены в зоне выклинивания подпора, где в период формирования ледяного покрова происходит торошение и образование зажоров. Однако в разные годы участки с наибольшей толщиной льда меняют свое положение в зависимости от погодных

условий и режима попусков ГЭС (расходов сбрасываемой в нижний бьеф воды).

1.1.5. Особенности формирования ледяного покрова на устьевых участках рек. Устья некоторых северных рек нашей страны представляют собой морские заливы-губы, имеющие важное транспортное значение для снабжения промышленных центров полярных районов. В связи с этим в последнее время по этим водным путям осуществляется продленная навигация с помощью ледакольных средств, что требует изучения пространственного распределения толщины льда в пределах этих участков.

Формирование ледяного покрова в губах происходит при участии речного и морского льда. Первый приносится сюда в осенний период течением реки, а второй заносится ветром. Процесс формирования ледяного покрова завершается сравнительно быстро в результате увеличения площади припая и повышения сплоченности плавающего льда. В первую половину зимы целостность ледяного покрова неоднократно нарушается вследствие возникновения значительных ветровых нагрузок. Образование трещин и разводий сопровождается интенсивным торошением ледяного покрова, приводящим к возникновению гряд и полей торосов.

Сложная динамика ледяного покрова в начальной стадии формирования приводит к возникновению пространственной неоднородности не только толщины, но и солености льда, в результате которой поля пресноводного льда перемежаются с полями ледяного покрова, содержащего различное количество солей.

Значительное влияние на изменение толщины льда по акватории заливов оказывает ветровой перенос снега. Помимо крупномасштабного переноса, определяющего неравномерность высоты снежного покрова в различных частях заливов, следует учитывать и ветровой рельеф снега, преобладающей формой которого в полярных широтах являются заструги. Как показывают непосредственные измерения в конце зимы, рельеф поверхности снега отображается в рельефе нижней поверхности ледяного покрова. В точках наибольшей высоты снежного покрова в пределах гребней застругов толщина льда оказывается на 10—20 см меньше, чем в точках, приуроченных к понижениям между застругами.

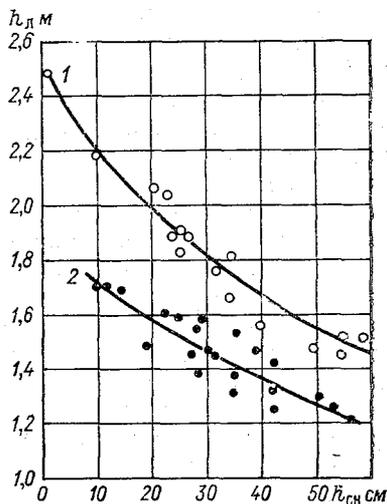


Рис. 1.2. Толщина льда в конце зимы в зависимости от толщины слоя снега на нем по данным непосредственных измерений на озерах п-ва Таймыр (1) и в Енисейской губе (2).

Тесная связь между толщиной слоя снега и толщиной льда, характерная для полярных районов, иллюстрируется графиком на рис. 1.2, построенным по данным непосредственных измерений.

1.2. Строение ледяного покрова

1.2.1. Пресноводный лед. Ледяной покров пресноводных водоемов обычно имеет сложное строение, определяющееся условиями его формирования. По строению можно выделить четыре типа пресноводного льда: кристаллический, шуговой, снежный и наледный.

Кристаллический лед образуется при медленном замерзании, в частности при кристаллизации воды на нижней поверхности ледяного покрова. Он отличается высокой прозрачностью вследствие незначительного содержания примесей и пузырьков газа. Плотность кристаллического льда приближается к плотности компактного льда из дистиллированной воды — $0,9168 \text{ г/см}^3$.

Кристаллическая структура рассматриваемого типа льда зависит от его возраста, расстояния слоя от поверхности ледяного покрова. Для озерного льда характерно следующее кристаллическое строение: в верхнем слое преобладают кристаллы, у которых оптическая ось (С-ось) имеет направление, близкое к нормальному относительно поверхности замерзания, а в центральной и нижней частях ледяного покрова преобладает направление оптической оси, параллельное этой поверхности. В результате взаимного ограничения роста кристаллов при удалении от поверхности число их уменьшается, а размеры увеличиваются.

В пресноводных водоемах возможна и другая кристаллическая структура льда, характеризующаяся крупными кристаллами с вертикальными оптическими осями. Озерный лед может быть одного или другого типа без промежуточных состояний. Удовлетворительного объяснения этому явлению пока нет [41]. По-видимому, образование льда того или иного типа связано с интенсивностью перемешивания и наличием в воде примесей.

По поверхностям раздела отдельных кристаллов расположены межкристаллические прослойки, представляющие собой скопление молекул посторонних примесей. По этим прослойкам начинается внутреннее таяние ледяного покрова при облучении солнечным светом. В период таяния монолиты кристаллического льда распадаются на отдельные кристаллиты иглообразной формы.

Кристаллический лед является основной частью ледяного покрова рек, озер и водохранилищ. Соотношение кристаллического и других типов льда изменяется в ледяном покрове в широких пределах в зависимости от климатических и гидрологических условий. В районах с суровым климатом преобладает ледяной покров, состоящий исключительно из кристаллического льда. При отсутствии снега кристаллический лед, наблюдаемый с самолета, из-за прозрачности имеет темный цвет, за что в зарубежной литературе он получил наименование «черного» льда (black ice). Такая ледо-

вая обстановка, в частности, характерна для значительной части акватории оз. Байкал, где снег сдувается ветром и на обширной площади обнажается гладкий прозрачный лед темного цвета.

На водоемах Европейской территории СССР и Западной Сибири преобладает ледяной покров, содержащий слои различных типов льда.

Шуговой лед формируется в результате промерзания скоплений шуги (внутриводного льда). Он имеет зернистое строение, непрозрачен и содержит большое количество пузырьков воздуха. Содержание газа во льду характеризуется пористостью, представляющей отношение объема пор к объему образца. На равнинных реках пористость шугового льда составляет 2—10 %, а концентрация взвешенных наносов достигает 30 г/л [22].

Шуговой лед может занимать различное положение по вертикали. Если ледяной покров сформировался из промерзших шуговых льдин, то его верхний слой будет состоять из шугового льда, а нижний — из кристаллического. В случае же промерзания неподвижного скопления шуги под ледяным покровом расположение слоев будет обратным.

Снежный лед формируется при промерзании пропитанного водой снега на льду. Он имеет белесоватый цвет, зернистую структуру и непрозрачен из-за большого количества пузырьков воздуха. Пористость снежного льда убывает сверху вниз от 7 до 2 % [21]. Однако эта закономерность нарушается, если нарастание снежного льда происходило в два или более циклов. В этом случае имеет место чередование по глубине слоев с малой и большой пористостью. Поверхность снежного льда имеет значительную шероховатость, так как его верхняя часть формируется в результате промерзания так называемой капиллярной зоны, отличающейся бугристым строением. Амплитуда неровностей капиллярной зоны изменяется в пределах 1 см.

Речные наледы характерны для многих рек регионов с суровым климатом. Основной чертой строения наледного льда является слоистая структура, возникающая в результате послойного намораживания воды, изливающейся на поверхность ледяного покрова. Толщина отдельных слоев обычно составляет несколько сантиметров. Нижние слои наледи имеют свойства, аналогичные свойствам снежного льда. Чистый наледный лед голубоватого цвета с незначительным количеством включений пузырьков воздуха и взвешенных наносов. По этим характеристикам он близок к кристаллическому льду.

1.2.2. Соленый лед. На устьевых участках рек соленость ледяного покрова изменяется в широких пределах в результате роста солености в губах по направлению течения и заноса в устье ледяных полей, образовавшихся в открытом море при дрейфе в сторону берега.

Морской лед состоит из кристаллов пресного льда и ячеек с рассолом, вытянутых в вертикальном направлении. Большинство физических свойств морского льда связано с содержанием рассола,

изменяющимся с течением времени. Соленость льда зависит от скорости ледообразования, которая определяется температурой воздуха, толщиной льда и высотой снежного покрова. При солености воды в океане 34,5‰ (‰ — промилле, т. е. число граммов солей на килограмм) соленость начальных форм образования льда может достигать 20—25‰. С течением времени вследствие миграции рассола и увеличения толщины (замедление скорости ледообразования) соленость ледяного покрова заметно уменьшается. Если содержание солей при возрасте льда до одного месяца изменяется от 8 до 20‰, то средняя по вертикали соленость льда осеннего происхождения в зимнее время равна 4—6‰. Максимальную соленость ($S \approx 7 \dots 8$ ‰) имеет верхний слой такого льда, а соленость среднего и нижнего слоев равна 3—4‰. К началу таяния соленость уменьшается до 2‰, причем соленость нижних слоев возрастает. Для двухлетнего льда $S \approx 1,5$ ‰, а для многолетних $S < 1,5$ ‰ (кроме нижней части, имеющей сложное строение).

Полное выпадение всех солей в осадок, т. е. образование криогидрата, происходит при температуре -35°C . При температуре $-22,6^\circ\text{C}$ выпадают в осадок хлориды, а при $-8,2^\circ\text{C}$ — сульфат натрия. Поэтому при температуре льда выше $-22,6^\circ\text{C}$ большая часть солей находится во льду в виде рассола в ячейках диаметром 0,05 мм и длиной до 3 см (верхние слои льда) и в межкристаллических прослойках (средние и нижние слои). Температура льда распределена по толщине приблизительно линейно от -2°C у воды до температуры поверхности (под снегом). Повышение температуры льда весной приводит к увеличению жидкой фазы и образованию сплошных капилляров, через которые начинается интенсивная миграция рассола.

При замерзании воды, занимающей по солености промежуточное положение между морской и пресной водой, концентрация солей во льду соответственно уменьшается. Поэтому в пределах устьевых участков северных рек, заканчивающихся заливами-губами, встречаются льды с различной степенью солености: от пресноводного до типичного морского со средней соленостью порядка 3—6‰.

Зависимость содержания солей от возраста морского льда приводит к изменению с течением времени его физических свойств и внешнего вида. Тонкий морской лед (нилас) отличается большой пластичностью и имеет темную окраску вследствие прозрачности. С увеличением толщины ледяной покров приобретает серый (толщина 10—15 см), а затем серо-белый (толщина 15—30 см) и белый цвет в результате того, что при стекании рассола капилляры во льду заполняются газом. Тонкий однолетний белый лед имеет толщину 30—70 см, однолетний лед средней толщины — 70—120 см, а толстый однолетний лед — выше 120 см (обычно до 200 см). Следует отметить, что пористость морского льда оказывается значительно больше пористости кристаллического пресноводного льда.

Морские льды, которые подвергались таянию по крайней мере в течение одного лета, именуются старыми [38]. Остаточный однолетний лед имеет толщину 60—180 см. Двухлетний лед имеет меньшую плотность, чем однолетний, и поэтому больше выступает над поверхностью воды. На его поверхности имеются неровности, образовавшиеся в результате таяния предыдущим летом. Цвет голого льда и многочисленных снежиц обычно зеленовато-голубой. Многолетний лед, переживший таяние по крайней мере в течение двух лет, имеет толщину около 3 м, торосы сглажены, лед почти полностью опреснен. Цвет на незаснеженных участках — голубой.

2. РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

2.1. Электрические характеристики льда и снега

2.1.1. Распространение плоской электромагнитной волны в поглощающей среде. Как известно, напряженность электрического поля гармонической плоской волны, распространяющейся в однородной поглощающей среде в направлении оси x ,

$$\dot{e}(x, t) = \dot{E}(x) e^{j\omega t}, \quad (2.1)$$

где $\dot{E}(x) = \dot{E}_0 e^{-\gamma x}$ — комплексная амплитуда при $x > 0$; $\dot{E}_0 = E_0 e^{j\varphi_0}$ — комплексная амплитуда при $x = 0$ (здесь φ_0 — начальная фаза), а $\dot{\gamma} = \alpha + j\beta$ — постоянная распространения.

Таким образом, действительное мгновенное значение напряженности электрического поля

$$e(x, t) = E_0 e^{-\alpha x} \cos(\omega t - \beta x + \varphi_0), \quad (2.2)$$

α является коэффициентом затухания, а β — фазовой постоянной.

Постоянная распространения имеет вид

$$\dot{\gamma} = \alpha + j\beta = j \frac{\omega}{c} \dot{n} = j (2\pi/\lambda) \sqrt{\dot{\epsilon}\dot{\mu}}, \quad (2.3)$$

где $\dot{n} = \sqrt{\dot{\epsilon}\dot{\mu}}$ — комплексный показатель преломления среды, а $\dot{\epsilon}$ и $\dot{\mu}$ — комплексные относительные диэлектрическая и магнитная проницаемости.

Для немагнитной среды ($\mu = 1$)

$$\dot{n} = \sqrt{\dot{\epsilon}} = \text{Re} \sqrt{\dot{\epsilon}} - j \text{Im} \sqrt{\dot{\epsilon}}, \quad (2.4)$$

так что коэффициент затухания

$$\alpha = (\omega/c) \text{Im} \sqrt{\dot{\epsilon}} = (2\pi/\lambda) \text{Im} \sqrt{\dot{\epsilon}}. \quad (2.5)$$

а фазовая постоянная

$$\beta = (\omega/c) \operatorname{Re} \sqrt{\dot{\epsilon}} = (2\pi/\lambda) \operatorname{Re} \sqrt{\dot{\epsilon}} = \omega/v = 2\pi/\lambda_c, \quad (2.6)$$

причем λ_c — длина волны в среде, а фазовая скорость распространения волны в среде

$$v = c/(\operatorname{Re} \sqrt{\dot{\epsilon}}). \quad (2.7)$$

Амплитуда волны на расстоянии x , согласно (2.2), $E(x) = E_0 e^{-\alpha x}$, так что удельное затухание

$$\begin{aligned} \Gamma &= 20 \lg [E_0/E(x)]/x = 20 \lg e^{\alpha x}/x = \\ &= 8,68\alpha = (54,6/\lambda) \operatorname{Im} \sqrt{\dot{\epsilon}}, \end{aligned} \quad (2.8)$$

где Γ — удельное затухание, дБ/м; λ — длина волны, м.

Для поглощающих сред комплексная относительная диэлектрическая проницаемость

$$\dot{\epsilon} = \epsilon' - j\epsilon'' = \epsilon' (1 - j \operatorname{tg} \delta), \quad (2.9)$$

где тангенс угла диэлектрических потерь

$$\operatorname{tg} \delta = \epsilon''/\epsilon' = \sigma/(\omega\epsilon_0\epsilon') = 60\lambda\sigma/\epsilon',$$

σ — удельная электрическая проводимость, См/м; $\epsilon_0 = 10^{-9}/36\pi$ — диэлектрическая проницаемость вакуума, Ф/м).

Для среды с малыми потерями, к которой относится пресноводный лед, $\operatorname{tg} \delta \ll 1$. Следовательно, подставляя (2.9) в (2.3), имеем

$$\dot{\gamma} = j \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\epsilon' (1 - j \operatorname{tg} \delta)} \approx j \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\epsilon'} \left(1 - j \frac{\operatorname{tg} \delta}{2}\right). \quad (2.10)$$

Определив α из формулы (2.10) и подставив его в (2.8), получим

$$\Gamma \approx (27,3/\lambda) \sqrt{\epsilon'} \operatorname{tg} \delta; \quad v \approx c/\sqrt{\epsilon'}. \quad (2.11)$$

Для морского льда в метровом диапазоне волн $\operatorname{tg} \delta \approx 1$, так что пользоваться приближением типа (2.10) нельзя. В этом случае следует применять строгие формулы (2.7) и (2.8).

2.1.2. Электрические характеристики пресноводного льда. Если полярные молекулы (с центрами противоположных зарядов, находящимися на некотором расстоянии друг от друга), к которым относятся и молекулы воды, поляризованы, т. е. ориентированы в направлении внешнего электрического поля, то при мгновенном выключении этого поля поляризация уменьшается и исчезает под действием теплового движения. Этот процесс происходит по экспоненциальному закону, причем постоянная времени (время релаксации) τ зависит от температуры и типа вещества.

Физический смысл комплексной диэлектрической проницаемости $\dot{\epsilon}(\omega) = \epsilon'(\omega) - j\epsilon''(\omega)$ заключается в том, что вектор смещения $\dot{\epsilon}\dot{E}$ имеет две составляющие: $\epsilon'\dot{E}$ — в фазе с приложенным

полем \dot{E} и $\varepsilon''\dot{E}$, отстающую от \dot{E} по фазе на 90° . Следовательно, ток смещения помимо реактивной составляющей имеет активную составляющую, обуславливающую потери энергии.

Дисперсия электрической проницаемости, т. е. ее зависимость от частоты, определяется формулой Дебая:

$$\begin{aligned} \dot{\varepsilon}(\omega) &= \varepsilon'(\omega) - j\varepsilon''(\omega) = \varepsilon_\infty + (\varepsilon_{ст} - \varepsilon_\infty)/(1 + j\omega\tau) = \\ &= \varepsilon_\infty + (\varepsilon_{ст} - \varepsilon_\infty)/(1 + \omega^2\tau^2) - j(\varepsilon_{ст} - \varepsilon_\infty)\omega\tau/(1 + \omega^2\tau^2), \end{aligned} \quad (2.12)$$

где ε_∞ при $\omega \rightarrow \infty$, $\varepsilon_{ст}$ при $\omega = 0$.

Как видно, $\varepsilon'(\omega)$ с ростом частоты монотонно уменьшается от $\varepsilon_{ст}$ до ε_∞ ; $\varepsilon''(\omega)$ имеет максимум на частоте $\omega = 1/\tau$, а максимум $\text{tg } \delta$ соответствует круговой частоте $\omega = \sqrt{\varepsilon_{ст}/\varepsilon_\infty}/\tau$. Для воды $\varepsilon_{ст} \approx 80$; $\varepsilon_\infty \approx 1,8$; $\tau = 10^{-10} \dots 10^{-15}$ с. Для чистого пресного льда $\varepsilon_{ст}$ изменяется в случае поликристаллического льда от 92 до 103 в диапазоне значений температуры $0 \dots -45^\circ\text{C}$ и далее растет до 133 при -66°C (в монокристалле значение $\varepsilon_{ст}$ в случае поля, перпендикулярного S -оси, несколько меньше, чем при поле, параллельном S -оси). В то же время ε' мало зависит от температуры и равно $\varepsilon_\infty = 3,15 \pm 0,05$. Лед характеризуется значительным временем релаксации (порядка 10^{-4} с), которое, согласно [70], определяется из выражения

$$\lg \tau = 2900/T - 15,3, \quad (2.13)$$

где T — абсолютная температура.

Для пресного льда значение ε' уменьшается от 4,1 до 3,3 при изменении частоты от 1 до 100 МГц и далее остается практически постоянным. В сантиметровом диапазоне волн (а также в миллиметровом), по данным многих авторов [70], $\varepsilon' = 3,17$. В дальнейшем для дециметрового и сантиметрового диапазонов примем $\varepsilon' \approx 3,2$.

Для определения диэлектрической проницаемости влажного льда, т. е. смеси льда с водой, а также в случае других смесей используется формула Винера:

$$(\varepsilon - 1)/(\varepsilon + u) = p(\varepsilon_1 - 1)/(\varepsilon_1 + u) + (1 - p)(\varepsilon_2 - 1)/(\varepsilon_2 + u), \quad (2.14)$$

где ε , ε_1 , ε_2 — диэлектрические проницаемости соответственно смеси и ее отдельных частей; p и $(1 - p)$ — их объемная доля; u — параметр, именуемый фактором формы, характеризующим структуру смеси.

При $u = 0$ формула (2.14) принимает вид $1/\varepsilon = p/\varepsilon_1 + (1 - p)/\varepsilon_2$, что соответствует последовательному соединению двух емкостей. При $u = \infty$ $\varepsilon = p\varepsilon_1 + (1 - p)\varepsilon_2$, что соответствует параллельному соединению двух емкостей. Для сферических частиц $u = 2$. Для сильно вытянутых частиц, расположенных параллельно, $u = \infty$, а для смеси льда с водой $2 \leq u \leq 10$ [6].

Формула (2.14) строго обоснована для вещественных значений ε , ε_1 , ε_2 , однако она использовалась и для комплексных

значений. Так как для воды значение $\epsilon'_в$ изменяется от 82 — j2,5 при $f = 10^3$ МГц до 74 — j23 при $f = 10^4$ МГц, то переход от сухого льда к влажному повышает как ϵ' , так и удельное затухание во льду Γ . Это хорошо видно из табл. 2.1, данные которой рассчитаны с помощью формулы (2.14). При отсутствии увлажнения для пресного льда можно пользоваться оценочной формулой

$$\Gamma_{\text{л}} \leq 8,7/\lambda, \quad (2.15)$$

где Γ в дБ/м, λ в м.

Как показывает анализ данных различных авторов [11, 36, 53], при $f = 1 \dots 10^3$ МГц удельное затухание $\Gamma_{\text{л}} = 0,01 \dots 0,5$ дБ/м, причем эти данные получены, как правило, с помощью лабораторных измерений и плохо сопоставимы. В диапазоне $f = 10^3 \dots 10^4$ МГц имеет место практически линейная зависимость $\Gamma_{\text{л}}$ от f (что, как следует из формулы (2.8), соответствует слабой зависимости $\text{Im} \sqrt{\epsilon}$ от частоты). В этом диапазоне $\Gamma_{\text{л}}$ изменяется от 0,05 до 2 дБ/м. При переходе в миллиметровый диапазон может наблюдаться более быстрый рост затухания. Например, при $\lambda = 0,86$ см измерения на натуральных образцах [18] дали $\Gamma_{\text{л}} \approx 13$ дБ/м. Что касается влияния температуры, то ее изменение от -20 до -1°C дает примерно трехкратное повышение $\Gamma_{\text{л}}$.

Таблица 2.1

Удельное затухание в слое пресного льда $\Gamma_{\text{л}}$ в зависимости от длины волны и влажности δ_p % (по массе) при 0°C , дБ/м [6]

λ , см	δ_p %			
	0,4	0,8	1,2	1,6
0,86	8,53	13,80	19,05	24,34
3,20	1,32	1,74	2,17	2,60
11,00	0,29	0,33	0,37	0,40
17,00	0,18	0,20	0,21	0,23

При вычислении затухания радиоволн в слое льда в натуральных условиях возникают трудности, связанные с учетом изменения температуры по его толщине (от температуры поверхности льда, обычно покрытой снегом, до температуры воды), которое лишь приближенно является линейным. Поэтому особенно ценны данные, полученные в результате радиолокационного зондирования льда определенной толщины $h_{\text{л}}$, когда радиолокационный сигнал проходит путь $2h_{\text{л}}$ и сравниваются раздельно наблюдаемые импульсы, отраженные от границ льда (см. разд. 2.2). При этом на затухание влияют не только электрические свойства чистого льда, но и примеси, воздушные включения и т. д. Так, например, в результате радиолокационного зондирования одного из озер в районе Амдермы в апреле—мае 1969 г. при температуре воздуха $-5 \dots -25^\circ\text{C}$ получено $\epsilon' = 3,2$, $\Gamma_{\text{л}} = 1,5 \dots 2$ дБ/м при $f =$

$= 10^4$ МГц и $\Gamma_{\text{л}} = 0,2 \dots 0,5$ дБ/м при $f = 440; 1000$ МГц [48].

2.1.3. Электрические характеристики снега. Снег можно рассматривать как смесь льда и воздуха. При этом в формуле (2.14) $\epsilon_2 = \epsilon_{\text{вз}} = 1$, так что, обозначив $\epsilon = \epsilon_{\text{сн}}$, $\epsilon_1 = \epsilon_{\text{л}}$, получим

$$(\epsilon_{\text{сн}} - 1)/(\epsilon_{\text{сн}} + u) = p(\epsilon_{\text{л}} - 1)/(\epsilon_{\text{л}} + u), \quad (2.16)$$

причем для свежевыпавшего снега $u = 2 \dots 4$; по мере уплотнения снега u растет и может достигать значений больше 10.

В случае сухого снега относительная диэлектрическая проницаемость растет при $f > 1$ МГц от $\epsilon'_{\text{сн}} \approx 1,2$ для свежевыпавшего снега до $\epsilon'_{\text{сн}} \approx 1,5$ для плотного снега. Влажность учитывается с помощью формулы [72]

$$\epsilon'_{\text{сн}} = 1 + 2\rho_{\text{сн}} + 0,21\delta_{\text{в}}, \quad (2.17)$$

где $\rho_{\text{сн}}$ — плотность снега, г/см³; $\delta_{\text{в}}$ — влажность (объемная доля воды в %), причем $\epsilon'_{\text{сн}}$ не зависит от частоты в диапазоне 1—10⁴ МГц.

Поглощение в снеге оценивается $\text{tg } \delta \approx 4 \cdot 10^{-4}$ ($f = 10^4$ МГц), т. е. $\Gamma_{\text{сн}} \approx 0,4$ дБ/м. Для снега с влажностью $\delta_{\text{в}} \geq 1\%$ имеем [70]:

$$\begin{aligned} \text{tg } \delta &= 5 \cdot 10^{-3} \delta_{\text{в}} (f = 10^3 \text{ МГц}); \\ \text{tg } \delta &= 3,16 \cdot 10^{-2} \delta_{\text{в}} (f = 10^4 \text{ МГц}). \end{aligned} \quad (2.18)$$

При уменьшении частоты на порядок удельное затухание в слое снега $\Gamma_{\text{сн}}$ также уменьшается на порядок.

2.1.4. Электрические характеристики морского льда. Комплексная диэлектрическая проницаемость $\epsilon_{\text{л}}$ зависит главным образом от солености и температуры льда. Приводимые в литературе значения $\text{Re } \sqrt{\epsilon_{\text{л}}}$ и $\Gamma_{\text{л}}$ весьма противоречивы. Большинство экспериментов проводилось на лабораторных образцах. Так, сравнение данных Адисона для частот 10—100 МГц [53, 64] с результатами радиолокационного зондирования показывает, что эти данные завышены. Согласно работе [53], можно пользоваться следующими поправочными коэффициентами:

$$(\text{Re } \sqrt{\epsilon_{\text{л}}})_{\text{ист}} \approx 0,7 (\text{Re } \sqrt{\epsilon_{\text{л}}})_{\text{Ад}}; \quad (\text{Im } \sqrt{\epsilon_{\text{л}}})_{\text{ист}} \approx 0,5 (\text{Im } \sqrt{\epsilon_{\text{л}}})_{\text{Ад}}. \quad (2.19)$$

Исправленные с помощью этих коэффициентов некоторые данные из работы [53] приведены в табл. 2.2.

Как уже отмечалось, для реального льда в вертикальном направлении температура изменяется приблизительно по линейному закону от температуры поверхности под снегом до -2°C у воды; имеется также заметное изменение солености. Поэтому для учета эффективных параметров для всей толщи льда требуется расчет довольно сложной модели.

Отдельные эксперименты выполнены на образцах льда, взятых в натуральных условиях, однако следует иметь в виду, что рассол

Таблица 2.2

Электрические характеристики морского льда по исправленным данным Адисона [53, 64]

Характеристика	f МГц					S ‰	t °C
	20	40	60	80	100		
$\Gamma_{\text{л}}$ дБ/м	1,9	3,2	4,3	5,8	7,4	5	-12,5
$\nu_{\text{л}}$ м/мкс	123	133	137	139	141		
$\Gamma_{\text{л}}$ дБ/м	0,5	0,9	1,4	1,8	2,3	5	-25
$\nu_{\text{л}}$ м/мкс	163	167	170	173	176		
$\Gamma_{\text{л}}$ дБ/м	6,9	8,8	9,9	11,5	14,2	12	-15
$\nu_{\text{л}}$ м/мкс	85	105	123	127	133		
$\Gamma_{\text{л}}$ дБ/м	2,5	3,4	4,5	6,0	7,8	12	-25
$\nu_{\text{л}}$ м/мкс	128	142	164	176	182		

с течением времени вытекает, а температура воздуха $t_{\text{вз}}$ не соответствует температуре льда в естественных условиях. Таким путем при температуре наружного воздуха -25°C было получено затухание $\Gamma_{\text{л}} = 120$ дБ/м для $\lambda = 3$ см при $S = 4,5\text{‰}$. Аналогично для $\lambda = 8,6$ мм при $t_{\text{вз}} = -22,5^{\circ}\text{C}$ и солёности $S = 2,4\text{‰}$ получено $\Gamma_{\text{л}} = 111$ дБ/м [18]. Одновременно наблюдалась анизотропия затухания, вызванная преимущественно вертикальным расположением ячеек рассола.

Особый интерес представляют эффективные значения $\Gamma_{\text{л}}$ и $\nu_{\text{л}}$, полученные путем непосредственного радиолокационного зондирования льда в натуральных условиях.

В табл. 2.3 приведены данные, полученные в результате радиолокационного зондирования морского льда весной 1970 г. [49]. Кроме того, были оценены результаты зондирования видеоимпульсными широкополосными сигналами в диапазоне 20—100 МГц (табл. 2.4).

Так как солёность морского льда уменьшается по мере роста его толщины, то, как видно из табл. 2.3 и 2.4, общее затухание $2\Gamma_{\text{л}}h_{\text{л}}$ при двукратном прохождении радиоволн в слое льда для каждой частоты должно мало зависеть от вида льда. Например, для видеоимпульсных сигналов на частотах 20—100 МГц при увеличении возраста льда и, следовательно, его толщины от 0,6 до 1,7 м средняя солёность уменьшается от 10 до 4,5‰, а общее затухание радиоволн $2\Gamma_{\text{л}}h_{\text{л}}$ остается постоянным, приблизительно равным 10 дБ (см. табл. 2.4).

Таблица 2.3

Электрические характеристики на основе радиолокационного зондирования [49]

Характеристика	f МГц		S _{ср} ‰	t _{ВЗ} , ср °С	h _л при измерении, м
	140	300			
Г _л дБ/м	2,6	5,2	3	-37	1,89
v _л м/мкс	171	173			
Г _л дБ/м	3,9	7,1	4,5	-33,5	1,45
v _л м/мкс	142	165			

Таблица 2.4

Электрические характеристики в диапазоне частот 20—100 МГц на основе зондирования видеосимпульсными сигналами [32, 53]

Характеристика	S _{ср} ‰			t _{ВЗ} , ср °С
	1,5 (устье рек)	4,5	10	
h _л при измерении	1,7	1,4—1,7	0,6—0,9	-20... -22
Г _л дБ/м	1,9	3,2	7,5	
v _л м/мкс	153	142	132	

2.2. Особенности отражения электромагнитных волн от снежно-ледяных покровов

2.2.1. Отражение плоских радиоволн от плоскостойких сред. Рассмотрим случай вертикального падения плоской волны на плоскую границу двух сред с диэлектрическими проницаемостями ϵ_1 и ϵ_2 (рис. 2.1). На рис. 2.1 показаны векторы электрических полей падающей (\dot{E}_0), отраженной (\dot{E}_1) и преломленной (\dot{E}_2) волн (здесь \dot{E}_0 , \dot{E}_1 , \dot{E}_2 — комплексные амплитуды). Коэффициент отражения Френеля

$$\dot{R}_{1-2} = \dot{E}_1 / \dot{E}_0 = (\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}) / (\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}), \quad (2.20)$$

а коэффициент прохождения

$$\dot{T}_{1-2} = \dot{E}_2 / \dot{E}_0 = 1 + \dot{R}_{1-2} = 2\sqrt{\epsilon_1} / (\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}). \quad (2.21)$$

Коэффициент отражения по мощности (отражательная способность) равен отношению квадратов модулей:

$$R_p = E_1^2/E_0^2 = R_{1-2}^2. \quad (2.22)$$

Перейдем теперь к однородному слою толщиной h с диэлектрической проницаемостью ϵ_2 , расположенному между полубесконечными средами, характеризуемыми ϵ_1 и ϵ_3 . Пусть $\dot{E}_0 = 1$. Тогда комплексные амплитуды волн соответственно равны: \dot{R}_{1-2} — для отраженной волны; $\dot{T}_{1-2} = 1 + \dot{R}_{1-2}$ — для проходящей; $\dot{T}_{1-2}e^{-\gamma_2 h}$ —

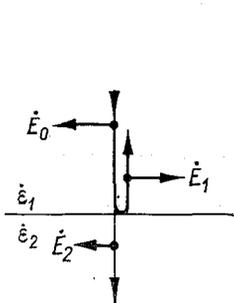


Рис. 2.1. Отражение плоской электромагнитной волны на границе двух сред.

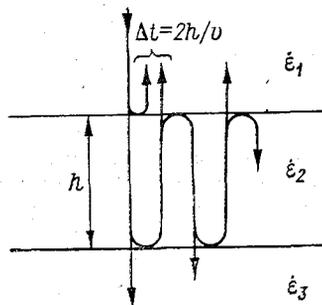


Рис. 2.2. Многократные отражения от однородного слоя.

для проходящей у нижней границы; $\dot{T}_{1-2}e^{-\gamma_2 h}\dot{R}_{2-3}$ — для волны, отраженной у нижней границы; $\dot{T}_{1-2}\dot{R}_{2-3}e^{-2\gamma_2 h}$ — для той же волны у верхней границы; $\dot{T}_{1-2}\dot{R}_{2-3}e^{-2\gamma_2 h}\dot{T}_{2-1}$ — для волны, вышедшей из слоя.

Так как

$$\dot{T}_{2-1} = 1 + \dot{R}_{2-1} = 1 - \dot{R}_{1-2} = 2 - \dot{T}_{1-2},$$

амплитуды отраженной (верхней) и первой вышедшей из слоя (первой нижней) волн, согласно формуле (2.21), а также (2.3), (2.5), (2.6) и (2.8), равны:

$$\dot{R}_B = \dot{R}_{1-2}; \quad \dot{R}_H = \dot{R}_{2-3}(1 - \dot{R}_{1-2}^2) \exp(-0,23\Gamma h) \exp(-j2\omega h/v_2), \quad (2.23)$$

где $v_2 = c/\text{Re}\sqrt{\epsilon_2}$.

Далее имеют место многократные отражения (рис. 2.2), так что нижний отраженный сигнал является суммой многократно отра-

женных волн: $R_{н} = \sum_{i=1}^{\infty} R_{ни}$. Амплитуды кратных отражений соответственно равны:

$$\begin{aligned} R_{н1} &= |1 - \dot{R}_{1-2}^2| R_{2-3} \exp(-0,23\Gamma h); \\ R_{н2} &= |1 - \dot{R}_{1-2}^2| R_{2-3}^2 R_{1-2} \exp(-0,46\Gamma h); \\ R_{н3} &= |1 - \dot{R}_{1-2}^2| R_{2-3}^3 R_{1-2}^2 \exp(-0,69\Gamma h), \end{aligned} \quad (2.24)$$

где Γ в дБ/м, h в м.

Для оценки кратных отражений в случае слоев пресного и морского льдов, а также снега, лежащего на льду, в табл. 2.5 даны коэффициенты отражения на границах воздух—снег (ВЗ—СН), воздух—лед (ВЗ—Л), снег—лед (СН—Л), лед—вода (Л—В). На основании этих данных произведен расчет амплитуд кратных отражений для различных слоев снега и льда (табл. 2.6).

Как видно из табл. 2.6, для снега из-за потерь на границах многократными отражениями можно всегда пренебречь. В меньшей степени это относится к пресноводному льду, однако и здесь $R_{н1}/R_{н2} > 5$. Для морского льда многократные отражения при достаточно высокой частоте малы из-за потерь во льду.

Таблица 2.5

Коэффициенты отражения на границах сред (для снега числитель — при $\epsilon_{сн} = 1,2$, знаменатель — при $\epsilon_{сн} = 1,8$ по данным [8, 11, 36, 53, 77])

f МГц	Пресноводный лед				Морской лед					
	$R_{ВЗ-СН}$	$R_{ВЗ-л}$	$R_{СН-л}$	$R_{Л-в}$	$S < 5 \text{ ‰}$			$S > 5 \text{ ‰}$		
					$R_{ВЗ-л}$	$R_{СН-л}$	$R_{Л-в}$	$R_{ВЗ-л}$	$R_{СН-л}$	$R_{Л-в}$
10	$\frac{0,05}{0,15}$	0,28	$\frac{0,24}{0,14}$	0,68	0,35	$\frac{0,31}{0,20}$	0,96	0,52	$\frac{0,47}{0,40}$	0,95
30				0,67			0,94	0,36	$\frac{0,32}{0,23}$	0,94
10^2							0,89	0,35	$\frac{0,31}{0,23}$	0,88
10^3					0,28	$\frac{0,23}{0,13}$	0,73	0,32	$\frac{0,28}{0,19}$	0,70
10^4				0,63			0,67	0,29	$\frac{0,25}{0,15}$	0,66

Если пренебречь многократными отражениями, то потери на границах и в слое определяются по формулам:

для сигнала сверху

$$L_{в} = -20 \lg R_{1-2}; \quad (2.25)$$

Таблица 2.6

Коэффициенты кратных отражений на границах многослойной среды по данным [8, 70, 77]

МГц	Снег на пресноводном льду				Пресноводный лед				Морской лед			
	R_B	R_{H1}	R_{H2}	R_{H3}	R_B	R_{H1}	R_{H2}	R_{H3}	R_B	R_{H1}	R_{H2}	R_{H3}
10	0,1	0,188	0,004	$7 \cdot 10^{-5}$	0,28	0,63	0,119	0,023	$\frac{0,52}{0,44}$	$\frac{0,63}{0,55}$	$\frac{0,25}{0,16}$	$\frac{0,10}{0,048}$
30						0,62	0,116	0,022	$\frac{0,36}{0,40}$	$\frac{0,47}{0,42}$	$\frac{0,089}{0,085}$	$\frac{0,017}{0,018}$
10^2									$\frac{0,35}{0,31}$	$\frac{0,25}{0,26}$	$\frac{0,024}{0,023}$	$\frac{0,002}{0,002}$
10^3									$\frac{0,32}{0,30}$	$\frac{0,032}{0,052}$	—	—
10^4						$\frac{0,55}{0,53}$	$\frac{0,092}{0,084}$	$\frac{0,016}{0,013}$	$\frac{0,29}{0,28}$	—	—	—

Примечания: 1. Для слоев снега: $\epsilon_{сн}=1,5$; $\Gamma_{сн}=0$. 2. Для пресноводного льда: $\epsilon_{л}=3,2$; $\Gamma_{л}=0$, кроме $f=10^4$ МГц, при которой $\Gamma_{л}=0,4$ дБ/м; числитель — $h_{л}=0,5$ м; знаменатель — $h_{л}=1$ м. 3. Для морского льда: числитель — $h_{л}=0,5$ м; $S=7 \dots 10\%$; знаменатель — $h_{л}=1$ м, $S=5\%$, $t_{вз}=-20^\circ\text{C}$.

для сигнала снизу

$$L_H \approx L_{Гр} + L_{Отр} + L_c = -20 \lg |1 - \dot{R}_{1-2}^2| - 20 \lg R_{2-3} + 2\Gamma h, \quad (2.26)$$

где $L_{Гр}$ — потери на двойное прохождение верхней границы слоя, дБ; $L_{Отр}$ — потери на отражение от нижней границы, дБ; L_c — потери в слое, дБ.

Отношение амплитуд низ/верх равно

$$r = L_B - L_H. \quad (2.27)$$

Например, для пресноводного льда при $\lambda = 3$ см, когда $R_{вз-л} = R_{1-2} = 0,28$, а $R_{л-в} = R_{2-3} = 0,63$, имеем $r = 6,3 - 2\Gamma_{л}h_{л}$. Для $\Gamma_{л} = 2$ дБ/м имеем $r = 0$ (равенство амплитуд верхнего и нижнего сигналов) при $h_{л} = 1,6$ м. При $h_{л} < 1,6$ м амплитуда у нижнего сигнала больше, чем у верхнего.

Остановимся на случае двухслойной модели (рис. 2.3), характеризующей слой снега на слое льда. Если пренебречь многократными отражениями на границах сред, то

$$\dot{R} \approx \dot{R}_{вз-сн} + \dot{R}_{сн-л} (1 - \dot{R}_{вз-сн}^2) \exp(-2\dot{\gamma}_{сн}h_{сн}) + (1 - \dot{R}_{вз-сн}^2) (1 - \dot{R}_{сн-л}^2) \dot{R}_{л-в} \exp(-2\dot{\gamma}_{сн}h_{сн} - 2\dot{\gamma}_{л}h_{л}), \quad (2.28)$$

т. е. отраженный сигнал является суммой парциальных волн, отраженных от границ.

Если длина волны $\lambda_{\text{сн}} \ll h_{\text{сн}}$ (сантиметровый диапазон волн), то, так как при радиолокационном зондировании даже сравнительно однородного слоя снега имеет место непрерывное изменение сдвига фаз сигналов, отраженных от границ ВЗ—СН и СН—Л, в данном случае происходит некогерентное сложение (по мощности), т. е.

$$L_{\text{в}} = -10 \lg (R_{\text{вз-сн}}^2 + R_{\text{сн-л}}^2 |1 - \dot{R}_{\text{вз-сн}}^2|^2). \quad (2.29)$$

При когерентном сложении сигналы от границ ВЗ—СН и СН—Л усиливают или ослабляют друг друга и

$$L_{\text{в}} = -20 \lg |\dot{R}_{\text{вз-сн}} + \dot{R}_{\text{сн-л}} (1 - \dot{R}_{\text{вз-сн}}^2) e^{-j(4\pi/\lambda) \sqrt{\epsilon'_{\text{сн}}}}|. \quad (2.30)$$

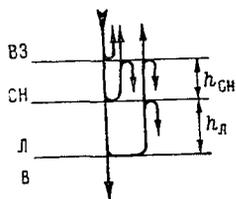


Рис. 2.3. Формирование отраженных волн для двухслойной модели.

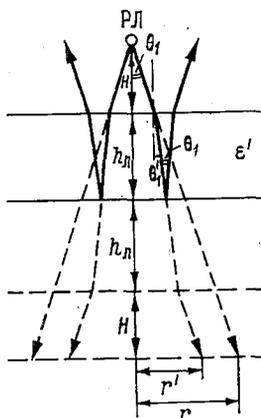


Рис. 2.4. К объяснению фокусирующего действия слоя.

Если пренебречь затуханием в снегу, то для сигнала, отраженного от нижней границы Л—В, потери

$$L_{\text{н}} \approx -20 \lg R_{\text{л-в}} - 20 \lg |1 - \dot{R}_{\text{вз-сн}}^2| - 20 \lg |1 - \dot{R}_{\text{сн-л}}^2 + 2\Gamma_{\text{л}} h_{\text{л}}|. \quad (2.31)$$

Если снег неоднородный, уплотняющийся книзу так, что на грани-

це СН—Л $\epsilon_{\text{сн}} \approx \epsilon_{\text{л}}$, то отражение от границы СН—Л вообще отсутствует.

2.2.2. Фокусирующее действие слоя льда. На рис. 2.4 изображен ход лучей от радиолокатора (РЛ), имеющего половинный раствор θ_1 , расположенного на высоте H над слоем льда толщиной $h_{\text{л}}$, характеризующегося относительной диэлектрической проницаемостью $\epsilon'_{\text{л}}$ (при $\text{tg } \delta \ll 1$). При вхождении пучка лучей в слой он сужается (угол θ_1 уменьшается до θ'_1), а при выходе из слоя расширяется (угол θ'_1 возрастает до θ_1). Лучи, показанные на рис. 2.4 сплошными линиями, развернуты в одном направлении (пунктир)

для случаев наличия и отсутствия слоя льда. При отсутствии слоя имеет место расхождение лучей, определяемое углом θ_1 и расстоянием $2(H + h_{\text{л}})$. При распространении же лучей через слой льда происходит сужение пучка на протяжении отрезка $2h_{\text{л}}$, вызванное фокусирующим действием слоя.

Сужение пучка оценивается по уменьшению радиуса его раскрытия от r до r' . Легко показать, что

$$\frac{r}{r'} = \frac{H/h_{\text{л}} + 1}{H/h_{\text{л}} + \text{tg } \theta'_1 / \text{tg } \theta_1}.$$

Так как при узком пучке (мал угол θ_1) для границы ВЗ—Л $\text{tg } \theta'_1 / \text{tg } \theta_1 \approx 1/\sqrt{\varepsilon'_{\text{л}}}$ (так как по закону Снеллиуса отношение синуса угла падения (θ_1) к синусу угла преломления (θ'_1) равно коэффициенту преломления $\sqrt{\varepsilon'_{\text{л}}}$), то

$$\frac{r}{r'} = \frac{H/h_{\text{л}} + 1}{H/h_{\text{л}} + 1/\sqrt{\varepsilon'_{\text{л}}}},$$

откуда фактор фокусировки, как отношение соответствующих плотностей потока мощности $\Pi'_p = P_{\text{п}}/\pi(r')^2$ и $\Pi_p = P_{\text{п}}/\pi r^2$ у РЛ ($P_{\text{п}}$ — мощность передатчика), равен

$$G_{\text{ф}} = \frac{\Pi'_p}{\Pi_p} = \frac{(H/h_{\text{л}} + 1)^2}{(H/h_{\text{л}} + 1/\sqrt{\varepsilon'_{\text{л}}})^2}. \quad (2.32)$$

Фокусирующим действием можно пренебречь при $H/h_{\text{л}} \gg 1$. Максимум $G_{\text{ф}} = \varepsilon'_{\text{л}}$ имеет место при толстом слое льда $h_{\text{л}}$ и малой высоте H .

2.2.3. Энергетические соотношения при радиолокационном зондировании льда. При радиолокационном измерении толщины льда основное значение имеет вертикальное зондирование. Если мощность передатчика (Π) РЛ $P_{\text{п}}$, КПД передающей антенны $\eta_{\text{а, п}}$, а ее коэффициент направленного действия $G'_{\text{п}}$, то, пренебрегая потерями на поглощение в атмосфере, получаем плотность потока мощности у верхней поверхности льда:

$$\Pi_{\text{в}} = P_{\text{п}} \eta_{\text{а, п}} G'_{\text{п}} / (4\pi H^2) = P_{\text{п}} G_{\text{п}} / (4\pi H^2),$$

где H — высота летательного аппарата (ЛА) — носителя РЛ, $G_{\text{п}} = \eta_{\text{а, п}} G'_{\text{п}}$ — коэффициент усиления передающей антенны.

Мощность, переизлучаемая верхней поверхностью льда,

$$P_{\text{ц, в}} = \Pi_{\text{в}} \sigma_{\text{ц, в}}, \quad (2.33)$$

где $\sigma_{\text{ц, в}}$ — эффективная отражающая площадь (ЭОП) верхней поверхности льда как радиолокационной цели.

Плотность потока мощности у РЛ

$$\Pi_{\text{р, в}} = \Pi_{\text{в}} \sigma_{\text{ц, в}} / (4\pi H^2) = P_{\text{п}} G_{\text{п}} \sigma_{\text{ц, в}} / (4\pi H^2)^2, \quad (2.34)$$

откуда мощность на входе приемника для верхнего сигнала

$$P_{\text{пр, в}} = P_{\text{р, в}} A_{\text{пр}},$$

где $A_{\text{пр}}$ — эффективная площадь приемной антенны.

Так как

$$A_{\text{пр}} = G_{\text{пр}} \lambda^2 / 4\pi = \eta_{\text{а, пр}} G'_{\text{пр}} \lambda^2 / 4\pi,$$

где $\eta_{\text{а, пр}}$, $G'_{\text{пр}}$, $G_{\text{пр}}$ — соответственно КПД, коэффициент направленного действия и коэффициент усиления приемной антенны в направлении максимума диаграммы направленности, то требуемый потенциал РЛ по верхнему сигналу равен

$$p_{\text{в}} = \frac{P_{\text{п}}}{P_{\text{пр}}} = \frac{64\pi^3 H^4}{G_{\text{п}} G_{\text{пр}} \lambda^2 \sigma_{\text{ц, в}}}, \quad (2.35)$$

а в децибелах $p_{\text{в}} = 10 \lg (P_{\text{п}}/P_{\text{пр}})$.

Для расчета потенциала по нижнему сигналу следует воспользоваться формулой, аналогичной формуле (2.34), учесть потери двукратного прохождения верхней границы, потери на поглощение в слое льда и фокусирующее действие слоя льда. Тогда

$$p_{\text{н}} = 10 \lg \left[64\pi^3 \left(H + h_{\text{л}} / \sqrt{\varepsilon_{\text{л}}} \right)^4 / (G_{\text{п}} G_{\text{пр}} \lambda^2 \sigma_{\text{ц, н}}) \right] + L_{\text{гр}} + L_{\text{с}}, \quad (2.36)$$

где для ровной границы ВЗ—Л

$$L_{\text{гр}} = -20 \lg |1 - \dot{R}_{\text{вз-л}}^2|; \quad L_{\text{с}} = 2\Gamma_{\text{л}} h_{\text{л}}. \quad (2.37)$$

Оценим ЭОП верхней и нижней границы $\sigma_{\text{ц, в}}$ и $\sigma_{\text{ц, н}}$. В случае гладкой идеально отражающей верхней поверхности ее можно заменить зеркально расположенным точечным отражателем на расстоянии $2H$ (рис. 2.5), так что плотность потока мощности у РЛ равна $P_{\text{п}} G_{\text{п}} / 4\pi (2H)^2$, а с учетом коэффициента отражения Френеля $\dot{R}_{\text{вз-л}}$ на границе ВЗ—Л

$$P_{\text{р, в}} = P_{\text{п}} G_{\text{п}} R_{\text{вз-л}}^2 / [4\pi (2H)^2]. \quad (2.38)$$

Сравнивая формулы (2.38) и (2.34), получаем

$$\sigma_{\text{ц, в}} = \pi R_{\text{вз-л}}^2 H^2. \quad (2.39)$$

Аналогично, но с учетом фокусирующего действия слоя, находим

$$\sigma_{\text{ц, н}} = \pi R_{\text{л-в}}^2 \left(H + h_{\text{л}} / \sqrt{\varepsilon_{\text{л}}} \right)^2. \quad (2.40)$$

Подставляя эти выражения соответственно в (2.35) и (2.36), получаем:

$$p_{\text{в}} = 10 \lg [64\pi^2 / (G_{\text{п}} G_{\text{пр}})] + 20 \lg (H/\lambda) + L_{\text{в}}; \quad (2.41)$$

$$p_{\text{н}} = 10 \lg [64\pi^2 / (G_{\text{п}} G_{\text{пр}})] + 20 \lg \left[\left(H + h_{\text{л}} / \sqrt{\varepsilon_{\text{л}}} \right) / \lambda \right] + L_{\text{н}},$$

где для слоя льда, расположенного между воздухом и водой,

$$L_{\text{в}} = -20 \lg R_{\text{вз-л}}; \quad L_{\text{н}} = -20 \lg R_{\text{л-в}} - 20 \lg |1 - \dot{R}_{\text{вз-л}}^2| + 2\Gamma_{\text{л}} h_{\text{л}}.$$

облучаемая площадка в пределах ширины луча антенны θ_0 (рис. 2.7). При путевой скорости ЛА W доплеровские сдвиги частоты для крайних лучей составляют $2W \sin(\theta_0/2)$ и $-2W \sin(\theta_0/2)$, откуда максимальная частота доплеровских биений (так называемый вторичный эффект Доплера)

$$\Delta F_D = (4W/\lambda) \sin(\theta_0/2) \approx (2W/\lambda) \theta_0. \quad (2.49)$$

Отсюда временной интервал корреляции

$$\tau_k \approx 1/(\Delta F_D) = \lambda/(2W\theta_0), \quad (2.50)$$

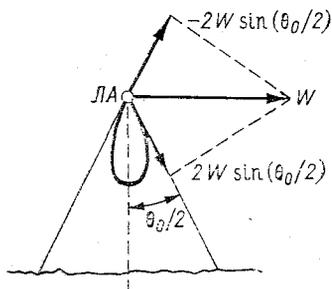


Рис. 2.7. К определению максимальной частоты вторичных доплеровских биений.

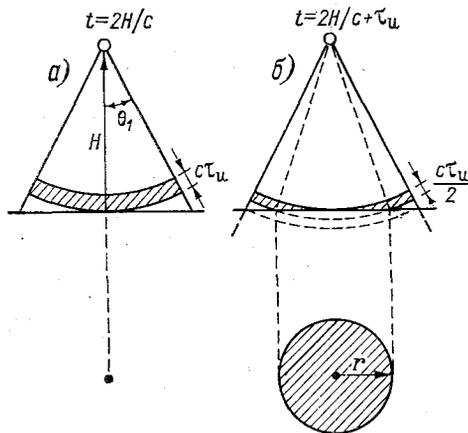


Рис. 2.8. К определению площади облучаемого пятна в случае короткого импульса.

а линейный (пространственный)

$$l_k = W\tau_k = \lambda/(2\theta_0), \quad (2.51)$$

так что при $\theta_0 = 30^\circ$ имеем $l_k \approx \lambda$ (т. е. для $\lambda = 3$ см $\tau_k = 300$ мкс при $W = 100$ м/с и $\tau_k = 100$ мкс при $W = 300$ м/с).

Облучение поверхности коротким радиоимпульсом показано на рис. 2.8. На рис. 2.8 а дан момент начала облучения передним фронтом ближайшего участка поверхности, а на рис. 2.8 б — конец облучения этого участка. По мере расширения фронта волны облучаются все новые участки поверхности, образующие отраженные сигналы, которые в силу диффузного характера отражения складываются как некогерентные (т. е. по мощности). Так как максимальный интервал между двумя целями, при котором они одновременно участвуют в формировании отраженного импульса, равен $c\tau_u/2$, то показанный на рис. 2.8 б заштрихованный круг соответствует максимальной облучаемой площади, все участки которой одновременно участвуют в формировании отраженного сигнала через время τ_k после начала облучения. При этом амплитуда сигнала максимальна. Для рассматриваемого на рис. 2.8 случая,

если $c\tau_n/2 < H \sec \theta_1 - H$ (где $\theta_1 = \theta_0/2$ — половина ширины луча), принимая $H \gg c\tau_n/2$, имеем

$$r = \sqrt{(H + c\tau_n/2)^2 - H^2} \approx \sqrt{Hc\tau_n}. \quad (2.52)$$

Если же $c\tau_n/2 \geq H \sec \theta_1 - H$, то одновременно происходит некогерентное сложение в пределах всей облучаемой площадки радиусом $H \operatorname{tg} \theta_1$. Это случай импульсов достаточно большой длительности. Для импульсов малой длительности [формула (2.52)] эффективная ширина луча снижается до

$$\theta_{\text{эф}} = 2 \operatorname{arctg} \sqrt{Hc\tau_n}/H \approx 2 \sqrt{c\tau_n}/H. \quad (2.53)$$

Поэтому интервалы временной и линейной корреляции соответственно равны:

$$\tau_k \approx \lambda/4W \sqrt{c\tau_n}/H; \quad l_k \approx \lambda/4 \sqrt{c\tau_n}/H. \quad (2.54)$$

Например, при $\lambda = 3$ см, $\tau_n = 1,7$ нс и $H = 200$ м получим $l_k = 15$ см, т. е. при $W = 100$ м/с имеем $\tau_k = 1,5$ мс. Максимальный интервал корреляции имеет место при минимальной длительности импульса, когда $c\tau_n = \lambda$. Соответственно $l_k = \sqrt{H\lambda}/4$, т. е. для $\lambda = 3$ см и $H = 200$ м получим $l_k = 61$ см.

Для оценки интервалов корреляции сигнала, отраженного от нижней границы льда (полагая, что отражение, как и для верхней границы, диффузное), необходимо в формулы (2.52) — (2.54) вместо скорости c подставить $v_{\text{л}} = c/\sqrt{\epsilon'_{\text{л}}}$, т. е. интервалы корреляции возрастают.

3. МЕТОДЫ ПОСТРОЕНИЯ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИЗМЕРИТЕЛЕЙ ТОЛЩИНЫ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

3.1. Радиопульсный метод

3.1.1. Обзор возможных методов измерения толщины льда. Радиолокационное измерение толщины слоя льда основано на определении интервала между сигналами, отраженными от его границ:

$$\Delta t = 2h_{\text{л}}/v_{\text{л}}, \quad (3.1)$$

где $v_{\text{л}}$ — средняя скорость распространения радиоволн во льду.

Таким образом, минимально измеряемая толщина слоя льда определяется разрешающей способностью РЛ по дальности:

$$h_{\text{л, мин}} = v_{\text{л}} \Delta t_{\text{мин}}/2. \quad (3.2)$$

Для пресноводного льда при использовании сантиметрового или дециметрового диапазонов волн ($\epsilon' = 3,2$) с учетом $v_{\text{л}} = 168 \text{ м/мкс} = 16,8 \text{ см/нс}$

$$h_{\text{л}} = 8,4 \Delta t, \quad (3.3)$$

где $h_{\text{л}}$ — толщина льда, см; Δt — время, нс.

Длительность импульса (обычно речь идет о длительности на уровне 0,5)

$$\tau_{\text{н}} = \tau_{0,5} = \Delta t_{\text{мин}} = 2h_{\text{л, мин}}/v_{\text{л}}, \quad (3.4)$$

т. е. $\tau_{\text{н}} = h_{\text{л, мин}}/8,4$, откуда при $\tau_{\text{н}} < 2 \text{ нс}$ минимально измеряемая толщина льда $h_{\text{л, мин}} < 17 \text{ см}$. Такая разрешающая способность заметно превышает разрешающую способность обычно используемых РЛ.

Известны три пути повышения разрешающей способности по дальности до приведенных выше значений: использование очень коротких радиоимпульсов, вплоть до содержащих лишь один период высокочастотных колебаний, применение импульсов с линейной частотной модуляцией (ЛЧМ) с последующим сжатием и непрерывных колебаний с частотной модуляцией.

Разрешающая способность по дальности, согласно критерию Рэлея [51], определяется длительностью импульса на уровне 0,5, т. е. $\tau_{0,5} = \Delta t_{\text{мин}} = 1,2 \dots 1,8 \text{ нс}$ при $h_{\text{л, мин}} = 10 \dots 15 \text{ см}$. Соответствующая ширина спектра сигнала или девиация частоты импульсов с ЛЧМ либо при непрерывных колебаниях равна $\Delta f \approx 1/\tau_{0,5} = 550 \dots 850 \text{ МГц}$.

Выбор одного из трех методов радиолокации определяется степенью сложности реализации и обеспечиваемыми тактическими параметрами, в первую очередь точностью измерения толщины льда. Радиолокатор с импульсами наносекундной длительности имеет простой, хотя и ограниченный по мощности, передатчик и сравнительно сложный канал обработки, где обычно требуется преобразователь масштаба времени (например, стробоскопический). Вместе с тем здесь сохраняется наглядность представления информации, возможность сравнительно простого учета высоты снежного покрова. В случае частотного метода с непрерывным излучением возникают определенные трудности построения частотно-модулированного (ЧМ) передатчика с большой девиацией частоты в дециметровом диапазоне волн. При построении же тракта обработки здесь имеется принципиальная возможность его значительного упрощения, хотя при этом может потеряться возможность оценки и учета высоты снежного покрова. Применение импульсов с ЛЧМ связано с дополнительными трудностями построения фильтров сжатия. Оно не дает каких-либо преимуществ, когда высота зондирования достаточно мала (например, сотни метров).

3.1.2. Формирование коротких радиоимпульсов. Радиоимпульсный метод основан на измерении интервала между импульсами, отраженными от верхней и нижней границы льда. Как известно из теоретических основ радиолокации [51], для реализации потенци-

альной точности измерения следует фиксировать положение отраженного импульса по его максимуму, следовательно, в данном случае — по интервалу между максимумами импульсов. На рис. 3.1 это показано для огибающей на выходе приемника. На практике часто требуется выполнение условия $h_{л, \text{мин}} < 17$ см, что, как уже говорилось, согласно формуле (3.4), требует $\tau_{и} < 2$ нс.

При такой длительности число периодов высокочастотных колебаний $n = \tau_{и} f_0$ становится незначительным. Например, для $\tau_{и} = 2$ нс имеем: $n = 20$ при $f_0 = 10$ ГГц ($\lambda = 3$ см); $n = 6$ при $f_0 = 3$ ГГц ($\lambda = 10$ см); $n = 2$ при $f_0 = 1$ ГГц ($\lambda = 30$ см); $n = 1$ при $f_0 = 0,5$ ГГц ($\lambda = 60$ см). Это обстоятельство следует иметь в виду при снижении частоты зондирующего сигнала в целях сохранения достаточной амплитуды сигнала от нижней границы льда при влажном или малосоленом льде.

Если полоса пропускания антенны $\Delta f_a \gg \gg 1/\tau_{и}$, то наиболее целесообразным методом формирования зондирующего сигнала является преобразование видеоимпульса в радиоимпульс (несущая частота которого соответствует резонансной частоте антенны) путем модуляции генератора высокочастотных колебаний. Однако при импульсах наносекундной длительности $\Delta f_a \approx 1/\tau_{и}$. Поэтому целесообразно воздействовать видеоимпульсом непосредственно на антенну, т. е. осуществить ее ударное возбуждение как пассивной колебательной системы.

Идея возбуждения антенны перепадом была высказана в 1960 г. Дж. Куком [68] в связи с формированием однопериодного сигнала («монопериодного»), который обеспечивает наивысшее разрешение при обеспечении заданного поглощения в среде. Этот метод был реализован в 1966 г. М. А. Мейером для рупорных антенн [73]. В 1969 г. такой метод был реализован В. Г. Глушковым [16] для симметричных вибраторных антенн с четвертьволновым согласующим трансформатором, устанавливаемых на ЛА на частотах 440, 300, 140 МГц. Соответственно были получены импульсы длительностью (на уровне 0,5) 6, 12, 22 нс. Для несимметричного вибратора на борту ЛА ($f_0 \approx 70$ МГц) был получен импульс $\tau_{0,5} \approx 35$ нс. В дальнейшем этот метод был модернизирован для конических антенн [5, 46], где формируется 1—1,5 периода колебаний.

Анализ метода ударного возбуждения произведен в работах М. И. Финкельштейна [52] и В. П. Золотарева [24]. Была обоснована цепочечная модель антенной системы (рис. 3.2), в которой передающая антенна включает дифференцирующее звено и цепь,

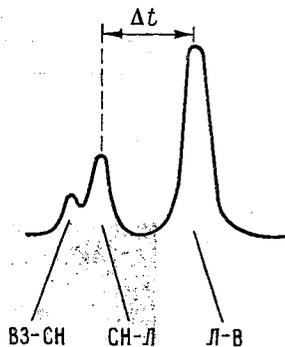


Рис. 3.1. Огибающая радиоимпульса при отражении от границы воздух—снег, снег—лед, лед—вода.

имеющую характеристику простого колебательного контура, а приемная антенна — цепь в виде простого колебательного контура. При этом подтверждается наблюдаемая частотная модуляция в пределах нескольких формируемых периодов колебаний (рис. 3.3). В связи с тем, что в состав модели антенной системы входит

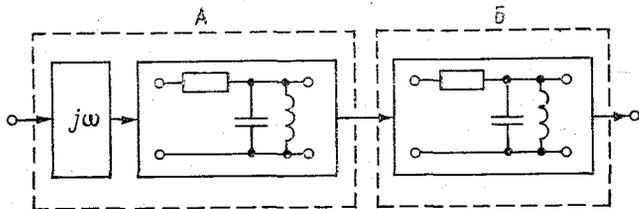


Рис. 3.2. Цепочечная модель приемной (Б) и передающей (А) антенн.

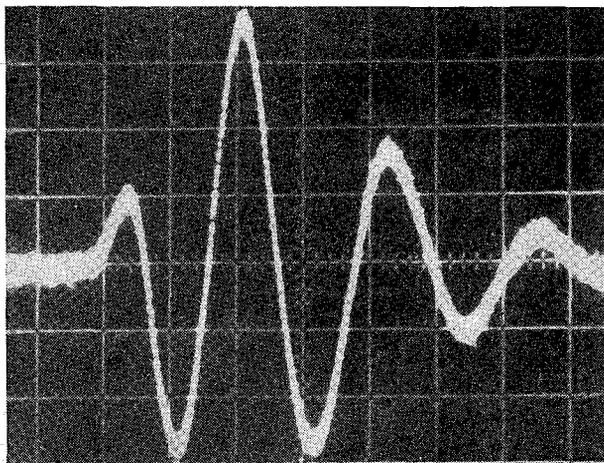


Рис. 3.3. Реакция приемной антенны при возбуждении передающей антенны видеоимпульсом.

1 деление — 10 нс.

дифференцирующее звено, предпочтительнее использовать возбуждающий сигнал в виде перепада с длительностью фронта t_{ϕ} , что соответствует возбуждению двухконтурной системы (см. рис. 3.2) импульсом длительностью t_{ϕ} (рис. 3.4 а, б). Наилучшие условия возбуждения обеспечиваются, если $t_{\phi} \approx 1/2f_0$ (половина периода возбуждаемых колебаний). Если же производить возбуждение с помощью прямоугольного импульса длительностью t_{ϕ} , то возникнут два коротких импульса разных знаков (рис. 3.4 в), что ухудшит форму общей реакции антенной системы.

Для получения минимальной длительности, увеличения мощности и устранения послеимпульсных пульсаций («звона») следует согласовать антенну с источником в широкой полосе частот. Это в значительной степени обеспечивает коническая антенна. Подобное устройство показано на рис. 3.5 [37]. Здесь генератор (Γ) сравнительно длинных (микросекундных) импульсов заряжает через зарядное сопротивление $R_3 \gg \rho$ коническую антенну. Ее можно уподобить отрезку длиной линии с волновым сопротивлением ρ , которое для данных антенн близко к входному сопротивлению ан-

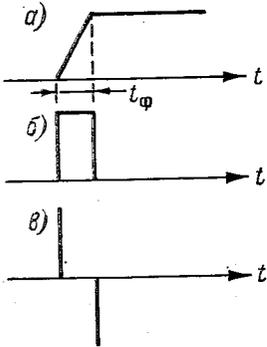


Рис. 3.4. К сравнению возбуждения перепадом (а) и видеоимпульсом (б); воздействие на колебательную систему при возбуждении видеоимпульсом (в).

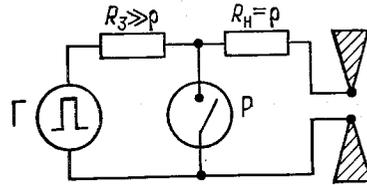


Рис. 3.5. Формирование одно-периодных сигналов с помощью разрядника.

тенны. При достижении амплитуды импульса напряжения пробоя разрядник (P) пробивается, после чего по антенне распространяется волна, разряжающая антенну наполовину, которая после отражения у концов возвращается обратно, разряжая антенну полностью, и в идеальном случае полностью поглощается сопротивлением нагрузки R_n , равной ρ . В результате образуется один период колебания.

Разрядник обладает напряжением пробоя порядка сотен вольт, что определяет достаточно большую амплитуду импульсов на входе антенны, однако имеет значительный разброс момента пробоя. Этот недостаток устраняется при использовании диодов с накоплением зарядов (ДНЗ), у которых при переключении напряжения на обратное происходит резкое восстановление обратного сопротивления. Соответствующее устройство показано на рис. 3.6 [23]. Здесь перепад u_1 является обратным напряжением, после действия которого происходит резкое запираение ДНЗ, в результате чего напряжение на выходе u_2 резко падает до нуля, что образует разрядные процессы в антенне, подобные описанным выше.

Другой метод формирования наносекундных радиоимпульсов основан на ударном возбуждении активных устройств сверхвысо-

кой частоты (СВЧ). Например, используется ударное воздействие наносекундных или субнаносекундных видеоимпульсов на полосовой усилитель в виде лампы бегущей волны (ЛБВ), включенной между генератором видеоимпульсов и антенной (рис. 3.7). Подоб-

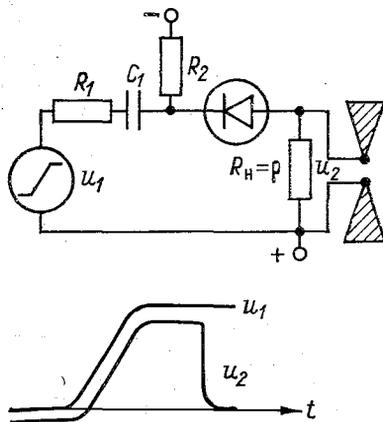


Рис. 3.6. Формирование одноперодных сигналов с помощью ДНЗ.

охватывающих весь диапазон измеряемых толщин льдов (обычно 2—3 м) и разделенных интервалом времени порядка 0,5—1 нс.

Однако пока такое построение представляет трудности и повсеместно для реализации радиоимпульсных наносекундных радиолокаторов используется масштабное преобразование времени,

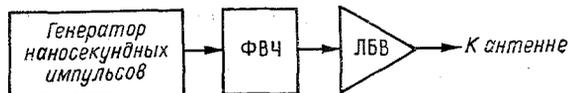


Рис. 3.7. Формирование наносекундных радиоимпульсов с помощью ЛБВ.

в частности последовательное стробоскопическое преобразование. Простейшая схема такого преобразования (рис. 3.8) включает в себя высокочастотный смеситель (обычно именуемый стробоскопическим), в котором происходит перемножение импульсов с выхода приемной антенны длительностью τ_n и коротких стробимпульсов, период следования которых $T_{стр} = T_n + \Delta\tau$, где T_n — период повторения импульсов РЛ, $\Delta\tau \ll \tau_n$ — шаг считывания. Запуск генератора стробиимпульсов осуществляется с помощью устройства сдвига, включающего устройство сравнения и генераторы быстрых (с периодом T_n и длительностью $T_б$) и медленных (с периодом $T_m \gg T_n$) пилообразных напряжений (ГБЦН и ГМПН). При наложении соответствующих «пил» (рис. 3.9 а) интервалы между их пересечениями сдвигаются по отношению к T_n на $\Delta\tau$ (рис. 3.9 б, в)

Таким образом, за ряд периодов повторения в смесителе осуществляется последовательное считывание значений сигналов, разделенных интервалом Δt (рис. 3.9 а), и образуется последовательность расширенных импульсов (рис. 3.9 г), а после фильтра нижних частот (ФНЧ) — выделяется низкочастотное напряжение,

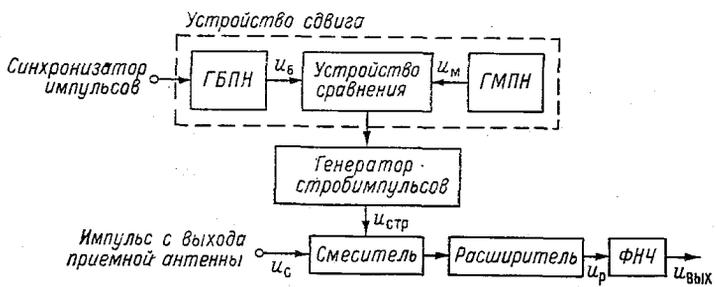


Рис. 3.8. Структурная схема стробоскопического преобразователя.

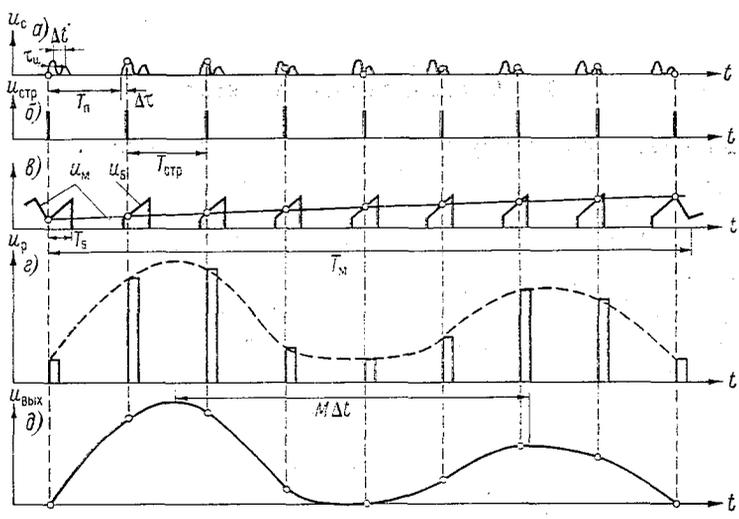


Рис. 3.9. Временные диаграммы напряжений при стробоскопическом преобразовании.

подобное исходному высокочастотному сигналу в пределах одного его периода повторения (рис. 3.9 д).

Период обработки, равный длительности прямого хода медленной пилы T_M , ограничен интервалом корреляции сигналов τ_K , в пределах которого они мало меняются друг относительно друга, т. е. $T_M < \tau_K$. Число точек считывания

$$k = T_M / T_{стр} = T_M / (M \Delta \tau) \approx T_M / T_{п}, \quad (3.5)$$

где коэффициент трансформации временного масштаба $M = T_M / T_{б}$.

При дискретизации сигнала, ограниченного частотой $f_{\text{макс}}$, максимальный шаг считывания (интервал между дискретными значениями входного сигнала) $\Delta t_{\text{макс}} = 1/(2f_{\text{макс}})$, т. е. минимально допустимое число точек считывания

$$k_{\text{мин}} = T_6/(\Delta t_{\text{макс}}) = 2T_6 f_{\text{макс}} \approx 2T_6/\tau_{\text{и}}, \quad (3.6)$$

где $T_6 = \Delta t_{\text{макс}}$ — интервал, соответствующий максимально измеряемой толщине льда.

Отсюда, согласно (3.5), частота повторения импульсов РЛ

$$F_{\text{п, мин}} \approx k_{\text{мин}}/T_{\text{м}} = 2f_{\text{макс}}/M > 2\Delta t_{\text{макс}}/(\tau_{\text{и}}\tau_{\text{к}}). \quad (3.7)$$

Для рассмотренного в п. 2.2.4 примера ($\lambda = 3$ см, $\tau_{\text{и}} = 1,7$ нс, $H = 200$ м, $W = 100$ м/с), согласно (2.55), $\tau_{\text{к}} = 1,5$ мс. Принимая $\Delta t_{\text{макс}} = 30$ нс (согласно (3.3), $h_{\text{л, макс}} = 2,5$ м), имеем $F_{\text{п, мин}} > 23,5$ кГц. Если учесть необходимость выбора $T_{\text{м}}$ с запасом (например, $T_{\text{м}} \approx \tau_{\text{к}}/3$), то допустимое значение частоты повторения оказывается достаточно большим. Это создает определенные трудности при реализации бортового радиоимпульсного измерителя толщины льда.

3.2. Видеоимпульсные методы

3.2.1. Метод синтезируемого видеоимпульсного сигнала. Обычно радиоимпульсом называется сигнал, длительность которого $\tau_{\text{и}} \gg T$ ($T = 1/f_0$ — период колебаний). Его спектр практически симметричен относительно частоты несущих колебаний. При снижении этой частоты число периодов уменьшается. Например, для $f_0 = 0,5$ ГГц при $\tau_{\text{и}} = 2$ нс имеется лишь один период. Радиоимпульс, включающий в себя 1—3 периода, уже может рассматриваться как разновидность видеоимпульсов. Его спектр является несимметричным. Например, амплитудно-частотный спектр однопериодного импульса («моноимпульса») амплитудой $U_{\text{м}}$ и периодом $1/f_0$ (кривая 1 на рис. 3.10)

$$S(f) = [U_{\text{м}}/(\pi f_0)] S_1(f/f_0), \quad (3.8)$$

где

$$S_1(f/f_0) = |\sin \pi(f/f_0)/[1 - (f/f_0)^2]|, \quad (3.9)$$

имеет вид, показанный пунктиром на рис. 3.11.

Однопериодный сигнал является предельно коротким радиоимпульсом. Для повышения его разрешающей способности без энергетических потерь и с сохранением того же диапазона частот целесообразно применить линейное преобразование такого сигнала в видеоимпульс, сохраняющий нулевую постоянную составляющую, но имеющий растянутый полупериод в виде кривой 2 на рис. 3.10. Если этот полупериод описывается функцией $-U_0(t - T/2)e^{-\delta(t-T/2)}$, причем условие равенства площадей положительного полупериода и растянутого отрицательного дает $U_0 =$

$= U_m \delta^2 / \pi f_0$, то амплитудно-частотный спектр в формуле (3.8) характеризуется функцией

$$S_1(f/f_0) = \sqrt{\left\{ \frac{\cos^2 \pi (f/f_0)}{1 - (f/f_0)^2} - \frac{x_0^2 [x_0^2 - (f/f_0)^2]}{[x_0^2 + (f/f_0)^2]^2} \right\}^2 + \left\{ \frac{1}{2} \frac{\sin \pi (f/f_0)}{1 - (f/f_0)^2} + \frac{2x_0^3 (f/f_0)}{[x_0^2 + (f/f_0)^2]^2} \right\}^2}, \quad (3.10)$$

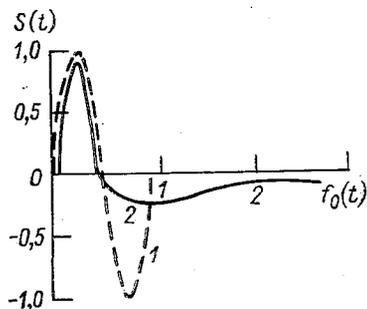


Рис. 3.10. Однопериодный радиопульс (1) и эквивалентный по площади видеопульс (2).

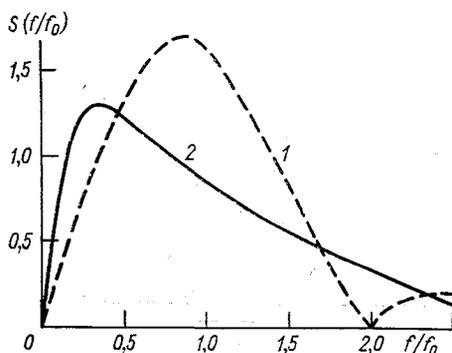


Рис. 3.11. Спектры импульсов, представленных на рис. 3.10.

где $x_0 = \delta / 2\pi f_0$, что иллюстрируется сплошной линией на рис. 3.11; для $x_0 = 1/\pi \delta = 2f_0$ (при этом за $5(T/2)$ растянутая часть импульса спадает до 0,1 ее максимального значения).

Учитывая сказанное, а также то, что реальные антенны, особенно установленные на летательных аппаратах, затягивают реакцию до нескольких или даже многих периодов колебаний, то в целях получения видеопульсового сигнала, подобного кривой 2 на рис. 3.10, т. е. для обеспечения требуемого разрешения границ тонкого льда при сохранении наиболее низкочастотного сигнала (наименьшего возможного затухания во льду), М. И. Финкельштейн предложил в 1969 г. способ видеопульсового синтезируемого сигнала [2]. Способ основан на синтезе видеопульсовых сигналов из гармонических составляющих кратных частот, которые соответствующим образом корректируются по амплитуде и фазе.

Видеопульсовый сигнал, состоящий из отдельных гармонических составляющих, характеризуется функцией

$$U(t) = \sum_{k=1}^n A_k \cos 2\pi k F_0 t.$$

Минимальная длительность видеопульсов, формируемых из ограниченного числа гармонических составляющих, получается

при равномерном распределении амплитуд A_k . При этом форма сигнала близка к функции $\sin x/x$ и характеризуется наличием наряду с главным максимумом (при $x=0$) ряда боковых ($x=4,5$; $x=7,7$; $x=10,9$; ...), первый из которых лишь на 13,3 дБ ниже главного. Это определяет динамический диапазон системы, так как главный лепесток сигнала, отраженного от одной из границ льда, должен быть не меньше первого бокового лепестка, отраженного от другой границы льда (рис. 3.12). Для повышения динамического диапазона следует выбирать такое распределение амплитуд A_k («взвешивание амплитуд»), при котором главные лепестки сигнала имели бы достаточно малую длительность при низком уровне межимпульсных пульсаций (т. е. боковых лепестков). Например,

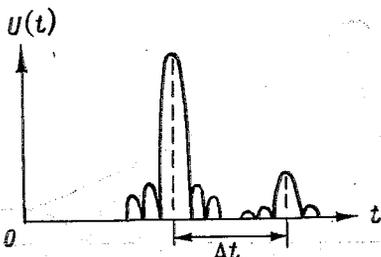


Рис. 3.12. К условию разрешения при наличии боковых лепестков.

распределение Хэмминга дает снижение максимума боковых лепестков на 42,8 дБ при расширении главного лепестка в 1,47 раза. Другое распределение (Дольф—Чебышева) дает уменьшение бокового лепестка по сравнению с главным на 40 дБ при расширении последнего в 1,35 раза.

На рис. 3.13 показаны три варианта реализации этого способа. Вариант *a*, в котором для формирования сетки частот используется n генераторов радиоимпульсов на частотах $F_0, 2F_0, \dots, nF_0$,

а элементы коррекции вынесены в передающий тракт, был предложен М. И. Финкельштейном и Б. Н. Мясниковым в 1969 г. Вариант *б*, в котором в качестве генератора Γ используется генератор пачки видеоимпульсов с частотой повторения $F_0 = 25$ МГц, был реализован В. А. Кутевым под руководством М. И. Финкельштейна и позволил в 1971 г. с борта вертолета впервые измерить толщину морского льда [50]. Вариант *в* был реализован в 1974 г. В. А. Кутевым на базе стробоскопического преобразователя и проверен в натуральных условиях. При этом фильтрация и коррекция производится на низких частотах $F_0/M, 2F_0/M, \dots, nF_0/M$, где M — масштаб временного преобразования. Аналогичный вариант на основе фазового масштабного преобразователя был реализован и проверен в 1978 г. А. Г. Балю и Д. Ф. Самосадко.

Синтез пачки видеоимпульсов с помощью радиоимпульсов кратных частот kF_0 , имеющих длительность NT_0 (где $N = 5 \dots 10$), иллюстрируется на рис. 3.14. Показанные на рис. 3.14 *a, б* радиоимпульсы образуются на выходе каналов приемника, у которых полосы пропускания частот согласованы с длительностью соответствующих радиоимпульсов, т. е. $\Delta f_k \approx 1/NT_0 = F_0/N$. Эти радиоимпульсы формируются по схеме рис. 3.13 *a* либо при воздействии пачки видеоимпульсов на соответствующие каналы (рис. 3.13 *б*). Измерение производится в пределах одного периода T_0 (рис. 3.14 *г*) обычно после преобразования масштаба времени

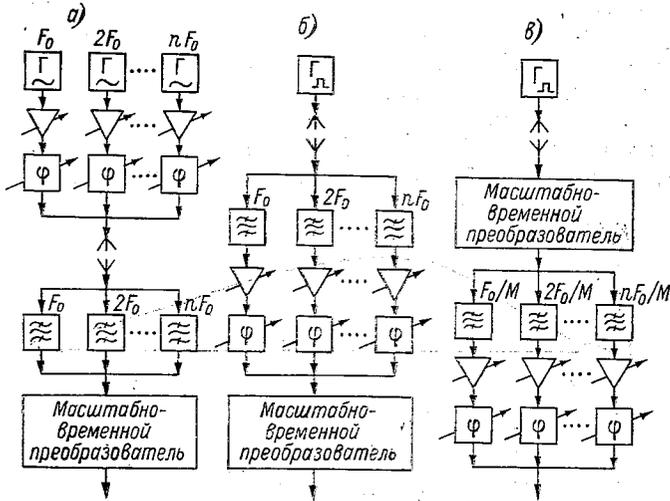


Рис. 3.13. Варианты реализации способа синтезируемого видеоимпульсного сигнала.

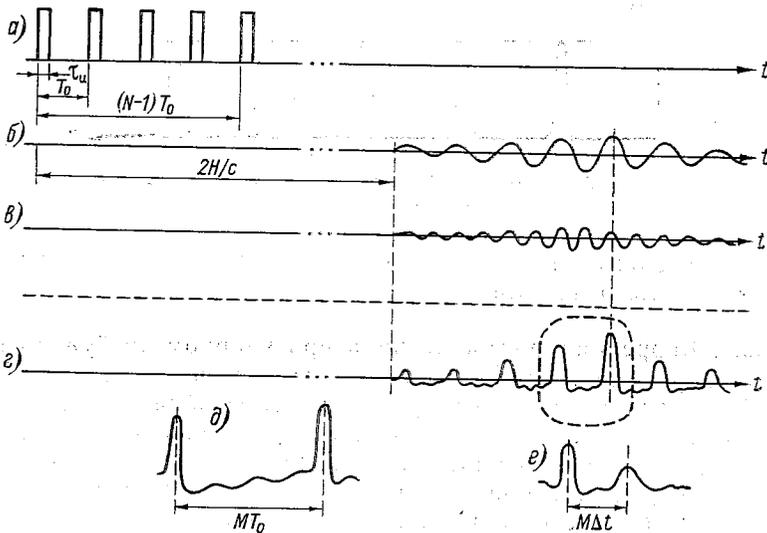


Рис. 3.14. Синтез видеоимпульсов с помощью радиопульсов кратных частот (б, в).

а — пачка импульсов передатчика; б, в — синтезированная пачка; д, е — видеоимпульсы после масштабно-временного преобразования при отражении от воды и льда.

(рис. 3.14 *д, е* при отражении соответственно от водной и ледяной поверхностей).

Следует отметить, что указанные выше советские исследования значительно опередили зарубежные. Так, метод синтезируемого сигнала был описан Л. Робинсоном, У. Уэй и Л. Юнгом в 1972 г. [75], а применительно к распознаванию неоднородностей в диэлектрических средах в 1974 г. [44]. В 1979 г. С. Тэм и Дж. Килти (Канада) доложили [76] о реализации варианта метода синтези-

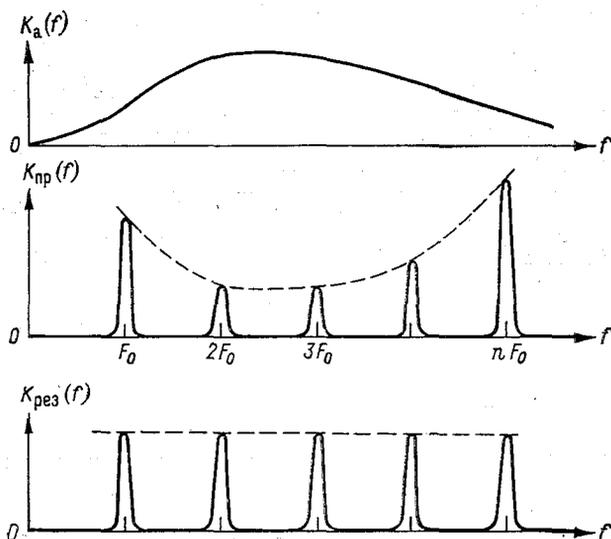


Рис. 3.15. Частотный способ коррекции характеристики антенны.

руемого видеопульсного сигнала по схеме *а*, причем, насколько можно судить, речь шла лишь о результатах лабораторных испытаний.

3.2.2. Коррекция формы сигнала при ударном возбуждении антенны. Другой подход к формированию видеопульсного измерительного сигнала (рис. 3.10, кривая 2) целесообразен при ударном возбуждении антенны одиночным видеопульсом. Речь идет о коррекции формы сигнала, искаженного при двойном прохождении (при передаче и при приеме) через антенную систему.

Частотный способ коррекции, основанный на использовании схем рис. 3.13, показан на рис. 3.15. Огибающая амплитудно-частотной характеристики приемного тракта $K_{пр}(f)$ выбирается в простейшем случае обратной амплитудно-частотной характеристике антенны $K_a(f)$ так, чтобы огибающая результирующей амплитудно-частотной характеристики оказалась Π -образной. Это, как уже говорилось, обеспечивает минимальную длительность главного лепестка импульса, но дает заметные боковые лепестки, образующие межимпульсные пульсации. Последние могут быть

снижены при скруглении результирующей амплитудно-частотной характеристики (частотно-весовая обработка). Техническая реализация такой системы облегчается при использовании узкополосных каналов на кратных частотах, что, однако, не является оптимальным для одиночного импульса и, кроме того, вызывает затягивание сигнала, ограничивающее минимальную высоту использования измерителя толщины льда.

Для осуществления коррекции одиночного импульса без энергетических потерь целесообразно перейти из частотной области во

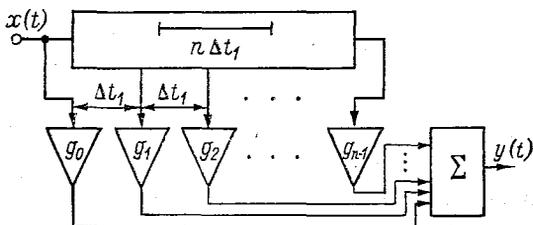


Рис. 3.16. Трансверсальный фильтр.

временную и воспользоваться трансверсальным фильтром (рис. 3.16), состоящим из многоотводной линии задержки, весовых усилителей (или же взвешивающих пассивных элементов, например, резисторов) и сумматора. Реализовать его можно в приемном тракте вместо многоканальной системы рис. 3.13 б, в как до, так и после масштабного преобразователя. Если $x(t)$ — сигнал на входе трансверсального фильтра, то сигнал на выходе

$$y(t) = \sum_{k=0}^{n-1} g_k x(t - k \Delta t_1), \quad (3.11)$$

где Δt_1 — время задержки между отводами, а g_k — весовые коэффициенты, определяющие характер фильтрации.

Такой фильтр можно, например, использовать для преобразования однопериодного импульса 1 на рис. 3.10 в импульс 2. Для этого надо произвести соответствующее преобразование спектра рис. 3.11, т. е. в области $0 < f/f_0 < 2$ осуществить подъем низкочастотных и высокочастотных составляющих спектра и завалить его промежуточную часть. Частотная характеристика трансверсального фильтра, изображенного на рис. 3.16,

$$\dot{K}_{\text{пр}}(\omega) = \sum_{k=0}^{n-1} g_k \exp(-jk\omega \Delta t_1). \quad (3.12)$$

Пусть эта частотная характеристика дискретизируется по частоте с интервалом $1/(n \Delta t_1)$. Если обозначить отсчеты частотной характеристики $\dot{K}_0, \dot{K}_1, \dot{K}_2, \dots, \dot{K}_i$, то дискретное преобразование Фурье

$$\dot{K}_i = \dot{K}_{\text{пр}} \exp(j2\pi i/n) = \sum_{k=0}^{n-1} g_k \exp(-j2\pi k/n). \quad (3.13)$$

Импульсная характеристика, т. е. весовые коэффициенты трансверсального фильтра, определяется обратным дискретным преобразованием Фурье:

$$g_k = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^{n-1} \dot{K}_i \exp(j 2\pi i/n),$$

причем для расчета можно использовать алгоритм быстрого преобразования Фурье [14].

Заметим, что для определения n действительных коэффициентов импульсной характеристики достаточно из соображений симметрии взять $n/2$ комплексных независимых отсчета частотной характеристики с интервалом $1/(n \Delta t_1)$ вплоть до частоты $[1/(n \Delta t_1)](n/2) = 1/(2 \Delta t_1)$.

Измеритель толщины морского льда с трансверсальным фильтром был реализован под руководством М. И. Финкельштейна и успешно испытан Э. И. Лазаревым в натуральных условиях в 1979 г.

3.2.3. Разрешение сигналов с помощью кепстрального анализа.

При реализации видеоимпульсных измерителей с зондирующими сигналами достаточно большой длительности (обычно в метровом диапазоне волн) весьма актуально обеспечение требуемого для данной минимальной толщины льда разрешения сигналов. Для реализации высокого разрешения целесообразно использовать новые развивающиеся в последнее время методы анализа, в частности кепстральный.

Если вычислить спектр принимаемого сигнала $\dot{S}_x(\omega)$ и хранить в устройстве памяти спектр излучаемого сигнала $\dot{S}_s(\omega)$ (который близок к принимаемому сигналу, отраженному от гладкой водной поверхности), то можно получить частотную характеристику зондируемой среды в виде

$$\dot{K}_c(\omega) = \dot{S}_x(\omega)/\dot{S}_s(\omega) \approx \dot{K}_в(\omega) + \dot{K}_н(\omega) \approx K_в(\omega) \exp(-j\omega 2H/c) + K_н(\omega) \exp(-j\omega 2H/c) \exp(-j\omega 2h_n/v_n), \quad (3.14)$$

где $K_в(\omega)$ и $K_н(\omega)$ — частотные характеристики для верхнего и нижнего сигналов соответственно.

Переходя далее к обратному преобразованию Фурье от $\dot{K}_c(\omega)$, получим импульсную характеристику зондируемой среды, содержащую информацию о толщине льда h_n . Недостатком такого метода обработки является необходимость знать зондирующий сигнал, что необязательно при кепстральном методе [62].

Кепстром мощности называется обратное преобразование Фурье логарифма энергетического спектра, т. е. в данном случае

$$\begin{aligned} C[x(t)] &= \int_0^{\infty} \ln [S_x^2(\omega)] e^{j\omega t} d\omega = \\ &= \int_0^{\infty} \ln [K_c^2(\omega)] e^{j\omega t} d\omega + \int_0^{\infty} \ln [S_s^2(\omega)] e^{j\omega t} d\omega. \end{aligned}$$

Реализация такого устройства иллюстрируется структурной схемой рис. 3.17. Операция получения кепстра $C[x(t)]$ дополняется на рис. 3.17 весовой обработкой, необходимой при наличии шума

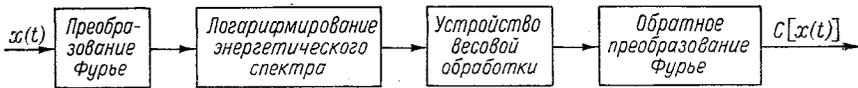


Рис. 3.17. Структурная схема устройства кепстрального анализа.

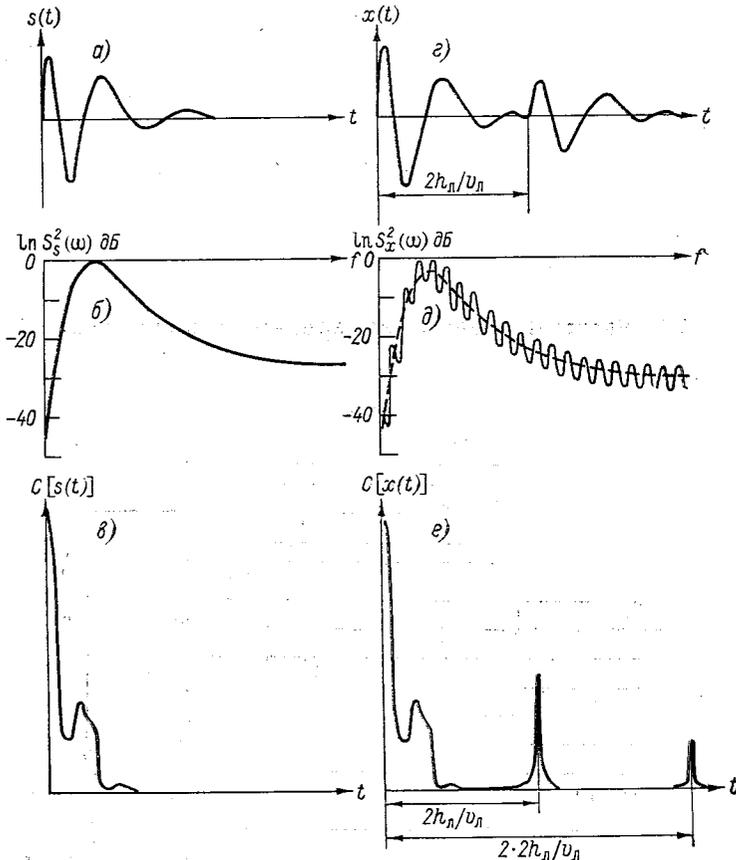


Рис. 3.18. Сигналы $[s(t)]$ — от гладкой водной поверхности, $x(t)$ — от льда) и их кепстры $C[s(t)]$ и $C[x(t)]$.

для выделения тех спектральных составляющих сигнала, которые заметно превышают шум. Так как логарифм спектра излучаемого сигнала — медленно меняющаяся функция частоты, а логарифм частотной характеристики среды (по мощности)

$$\ln K_c^2(\omega) = \ln K_B^2(\omega) + \ln |1 + [\dot{K}_H(\omega)/\dot{K}_B(\omega)] \exp(-j\omega 2h_n/v_n)|^2$$

является быстро осциллирующей функцией, связанной с задерж-

кой нижнего сигнала во льду, то кенстры излучаемого сигнала и импульсной характеристики среды будут разделены. Это показано на рис. 3.18, где изображены сигналы и их кенстры. Сравнение рис. 3.18 г и 3.18 е показывает, насколько возрастает возможность уверенного отсчета положения нижнего сигнала, сдвинутого на $2h_{\text{л}}/v_{\text{л}}$. Современная цифровая техника обеспечивает возможность реализации таких устройств в реальном времени. Сказанное иллюстрирует возможность четкого разделения сигналов, а не улучшения разрешающей способности в полном смысле этого слова, так как при расчете не были учтены шумы и не производилось ограничение полосы частот (весовая обработка) перед обратным преобразованием Фурье. Кроме того, применение нелинейной операции логарифмирования привело к появлению дополнительных составляющих с периодом $2h_{\text{л}}/v_{\text{л}}$ (рис. 3.18 е).

Дальнейшее уменьшение измеряемой толщины льда возможно за счет применения специальных алгоритмов спектрального анализа (авторегрессионный метод, метод максимального правдоподобия и др.).

3.3. Частотный метод измерения толщины льда

Данный метод много лет успешно применяется в радиовысотометрии. Он основан на использовании непрерывного сигнала с ча-

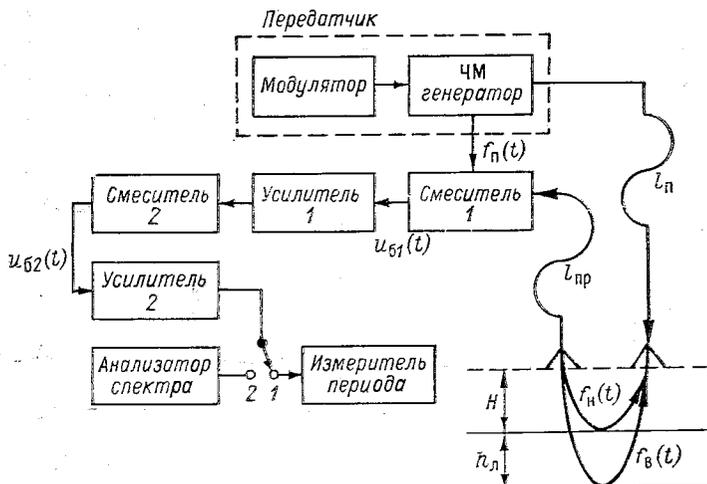


Рис. 3.19. Структурная схема частотного измерителя толщины льда.

стотной модуляцией по симметричному или несимметричному пилообразному закону. Частота биений между опорным (прямым) и отраженным сигналами является функцией дальности.

На рис. 3.19 показана структурная схема измерителя толщины льда с двумя смесителями [53, 67, 71], работа которой иллюстри-

руется рис. 3.20. Если частота передатчика $f_{\text{п}}(t)$ изменяется по симметричному пилообразному закону (сплошная линия на рис. 3.20 а), то на входе приемной антенны после отражения от границ слоя льда образуются колебания с частотами $f_{\text{в}}(t)$ и $f_{\text{н}}(t)$, сдвинутыми относительно $f_{\text{п}}(t)$ соответственно на:

$$t_{\text{в}} = (l_{\text{п}} + l_{\text{пр}})/v_{\text{к}} + 2H/c; \quad t_{\text{н}} = t_{\text{в}} + \Delta t,$$

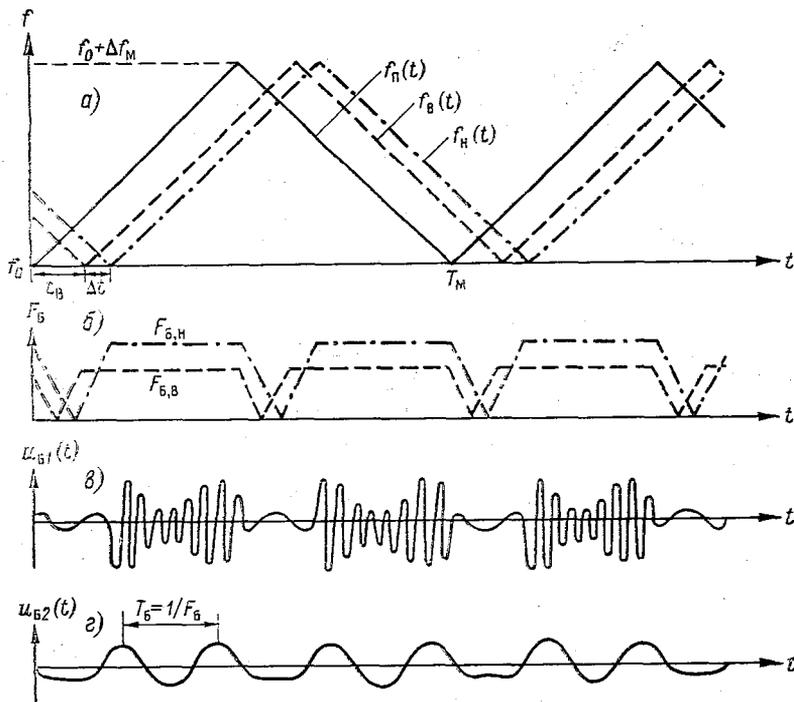


Рис. 3.20. Временные диаграммы процессов в частотном измерителе толщины льда.

где H — высота полета ЛА или высота подвеса антенн над льдом; $l_{\text{п}}$, $l_{\text{пр}}$ — длина соответствующих кабелей; $v_{\text{к}}$ — скорость распространения радиоволн в кабелях, $\Delta t = 2h_{\text{л}}/v_{\text{п}}$ — запаздывание радиоволн во льду.

Сигналы от границ льда поступают на вход первого смесителя (обычно балансного), где они смешиваются с прямым сигналом передатчика. В результате образуются биения, мгновенные частоты которых $F_{\text{б, в}}(t)$ и $F_{\text{б, н}}(t)$ (см. рис. 3.20 а) в течение большей части полупериода модуляции $T_{\text{м}}/2$ (за исключением так называемых «зон обращения») остаются постоянными, равными:

$$\begin{aligned} F_{\text{б, в}} &= f_{\text{п}}(t) - f_{\text{в}}(t) = 2 \Delta f_{\text{м}} F_{\text{м}} t_{\text{в}}; \\ F_{\text{б, н}} &= f_{\text{п}}(t) - f_{\text{н}}(t) = 2 \Delta f_{\text{м}} F_{\text{м}} t_{\text{н}}, \end{aligned} \quad (3.15)$$

где $\Delta f_M / (T_M/2) = 2 \Delta f_M F_M$ — скорость изменения частоты (Δf_M — девиация частоты, $F_M = 1/T_M$ — частота модуляции).

Колебания с частотами $F_{\delta, в}(t)$ и $F_{\delta, н}$ (рис. 3.20 б), смешиваясь, дают биения $u_{\delta 1}(t)$ (рис. 3.20 в), огибающая которых в течение большей части полупериода колебаний имеет постоянную частоту, равную разностной частоте:

$$F_{\delta} = F_{\delta, в} - F_{\delta, н} = 2 \Delta f_M F_M \Delta t = 4 \Delta f_M F_M h_{л} / v_{л}. \quad (3.16)$$

После детектирования вторым смесителем выделяются колебания $u_{\delta 2}(t)$ (рис. 3.20 г), имеющие в течение большей части каждого полупериода модуляции частоту $F_{\delta} \sim h_{л}$. При этом для облегчения фильтрации после детектирования желательно, чтобы частота F_{δ} огибающей $u_{\delta 2}(t)$ была значительно меньше частоты заполнения колебаний $u_{\delta 1}(t)$, которая близка к частоте более сильного из двух смешиваемых колебаний. Это условие выполняется автоматически при достаточно большой высоте полета ЛА H . Если же $H \approx 0$, то вводится «начальная высота» с помощью кабелей достаточно большой длины $l_{п} + l_{пр}$.

Простейшим выходным устройством при частотном методе измерения толщины льда является измеритель длительности периода преобразования сигнала $u_{\delta 2}(t)$ $T_{\delta} = 1/F_{\delta}$ (положение переключателя 1 на рис. 3.19), который воздействует на стрелочный прибор или самописец. В этом случае трудно получить информацию о толщине снежного покрова, а также учесть ошибку, вызванную влиянием снега. Вместе с тем в частотном методе сохраняется возможность получения такого же наглядного отображения отражающих границ, как показано на рис. 3.1 для импульсного метода. Для этого надо осуществить частотно-временное преобразование с помощью анализатора спектра параллельного типа, на который подаются колебания $u_{\delta 2}(t)$ (положение переключателя 2 на рис. 3.19) [53, 71].

Сигнал $u_{\delta 2}(t)$ можно представить как последовательность радиоимпульсов частоты F_{δ} , длительностью $T_M/2$ со скачками фазы между ними. Ширина спектра таких импульсов $\Delta F_{\delta} \approx 1/(T_M/2) = 2F_M$, откуда минимальная толщина льда, определяемая разрешающей способностью, согласно (3.16), равна

$$h_{л, мин} = v_{л} \Delta F_{\delta} / (4 \Delta f_M F_M) = v_{л} / (2F_M). \quad (3.17)$$

Следует отметить сложность реализации параллельного анализатора спектра в варианте 2 схемы рис. 3.17. Для ряда приложений достаточно ограничиться гораздо более простым в реализации вариантом 1.

3.4. Погрешности радиолокационных измерителей толщины льда

Согласно (3.1), толщина льда $h_{л} = (v_{л}/2) \Delta t$.

Дифференцируя это выражение и переходя к погрешностям (например, к среднеквадратическим), получим

$$\sigma_{h_{л}}^2 / h_{л}^2 = \sigma_v^2 / v_{л}^2 + \sigma_{\Delta t}^2 / (\Delta t)^2, \quad (3.18)$$

т. е. относительная погрешность измерения толщины льда определяется относительными погрешностями оценки скорости распространения радиоволн во льду и относительной погрешностью измерения разности времени прихода сигналов, отраженных от верхней и нижней границы льда.

При изменении относительной диэлектрической проницаемости $\epsilon'_{\text{л}}$ на $\Delta\epsilon'_{\text{л}}$, получим $v_{\text{л}} = c/\sqrt{\epsilon'_{\text{л}} \pm \Delta\epsilon'_{\text{л}}} = c/\sqrt{\epsilon'_{\text{л}} (1 \mp \Delta\epsilon'_{\text{л}}/2\epsilon'_{\text{л}})}$, откуда

$$\sigma_v/v_{\text{л}} = \mp \Delta\epsilon'_{\text{л}}/(2\epsilon'_{\text{л}}). \quad (3.19)$$

Таким образом, изменение $\epsilon'_{\text{л}}$, например, на 1 % соответствует относительной погрешности оценки скорости радиоволн во льду 0,5 %. Заметим, что морской лед особенно подвержен влиянию изменения температуры и солености на $\epsilon'_{\text{л}}$.

Погрешность измерения разности времени прихода сигналов

$$\sigma_{\Delta t} = \sqrt{\sigma_{\text{пот}}^2 + \sigma_{\text{отр}}^2 + \sigma_{\text{фл}}^2 + \sigma_{\text{инстр}}^2}, \quad (3.20)$$

где $\sigma_{\text{пот}}$ — потенциальная погрешность, $\sigma_{\text{отр}}$ — погрешность за счет изменения положения кажущихся границ отражения, $\sigma_{\text{фл}}$ — погрешность за счет флуктуации сигналов при отражении от шероховатых границ льда, $\sigma_{\text{инстр}}$ — инструментальная погрешность.

Величины $\sigma_{\text{пот}}^2$, $\sigma_{\text{отр}}^2$, $\sigma_{\text{фл}}^2$, $\sigma_{\text{инстр}}^2$ являются дисперсиями, которые суммируются вследствие независимости соответствующих случайных величин. Дисперсия $\sigma_{\text{пот}}^2$ для импульсного метода в случае, когда сигналы, отраженные от границ льда, не накладываются друг на друга (т. е. являются независимыми), определяется удвоенной дисперсией потенциальной погрешности измерения положения каждого импульса (по максимуму огибающей) [51], т. е.

$$\sigma_{\text{пот}}^2 = \frac{2}{(\Delta f_{\text{эф}})^2 (2E_c/N_0)}, \quad (3.21)$$

где $\Delta f_{\text{эф}}$ — эффективная ширина спектра сигнала, E_c — энергия сигнала, N_0 — спектральная плотность шума.

Заметим, что, если значения Δt и $\tau_{\text{л}}$ соизмеримы, т. е. отражения от границ льда накладываются друг на друга, то потенциальная погрешность может значительно возрасти. Дисперсия $\sigma_{\text{отр}}^2$ определяется флуктуациями положения кажущихся верхней и нижней границ отражения. Нижней границей отражения является переходный слой Л—В, сильно пропитанный водой, который достигает нескольких десятков сантиметров у морского льда и которым в ряде случаев можно пренебречь для пресноводного льда. Верхней границей льда является снежный покров, у которого, например, при наличии ветрового уплотнения в Арктике верхняя граница может стать отражающей, так что погрешность $\sigma_{\text{отр}}$ становится заметной, равной $2h_{\text{сн}}/v_{\text{сн}}$, соизмеримой с самой измеряемой величиной $\Delta t = 2h_{\text{л}}/v_{\text{л}}$. Кроме того, снег может иметь слои-

стую структуру, что обуславливает наличие нескольких границ отражения. Вместе с тем для видеоимпульсных методов, осуществляемых в метровом диапазоне волн, когда длина волны даже самых высокочастотных составляющих $\lambda_n \gg h_{\text{сн}}$, влиянием снежного покрова можно пренебречь.

Величина $\sigma_{\text{фл}}$ вызвана флюктуациями отраженного сигнала за счет неровностей границ льда, которые могут быть описаны для стационарных неровностей с помощью вторичных доплеровских биений. В случае больших нестационарных неровностей (торосистый лед) эти погрешности делаются преобладающими и нарушают возможность самого измерения. Погрешность $\sigma_{\text{фл}}$ особенно заметна в сантиметровом диапазоне волн, даже для достаточно ровной поверхности льда.

Величина $\sigma_{\text{инстр}}$ определяется, например, дискретностью счетных импульсов и погрешностью положения конца счетных импульсов при цифровом методе съема интервала Δt , а также погрешностью фиксации максимумов.

Рассмотренные выше погрешности измерения толщины льда относятся как к импульсным методам, так и к частотному методу с частотно-временным преобразованием с помощью анализатора спектра. Относительная погрешность σ_h/h_L имеет порядок 5—10 % (см. разд. 4.4).

В заключение остановимся на размере облучаемой площадки льда, которая участвует в формировании отраженного сигнала и характеризует площадь, в пределах которой производится единичное («точечное») измерение. Размер этой площади влияет на погрешность измерения, так как в ее пределах может происходить значительное изменение толщины льда. При облучении непрерывным сигналом с помощью конического луча шириной $\theta_{0,5}$ радиус облучаемой площадки

$$r = H\theta_{0,5}/2, \quad (3.22)$$

где H — высота полета ЛА (например, при $H = 200$ м, $\theta_{0,5} = 20^\circ$ имеем $r = 35$ м).

Для импульсов малой длительности при $\tau_{\text{и}} < (2/c)H$ [сек $\times (\theta_{0,5}/2) - 1$] (см. п. 2.2.4), согласно (2.52),

$$r \approx \sqrt{Hc\tau_{\text{и}}}$$

(например, при $H = 200$ м, $\tau_{\text{и}} = 1,7$ нс имеем $r = 10$ м).

Формулы (3.22) и (2.52) позволяют оценить радиус r для сантиметрового и дециметрового диапазонов волн. В метровом же диапазоне волн, когда отражающая поверхность умеренно шероховатая, облучаемая площадка определяется радиусом первой зоны Френеля (см. п. 2.2.3) и

$$r \approx r_{\text{ф}} \approx \sqrt{H\lambda/2}. \quad (3.23)$$

Например, в случае метода синтезируемого видеоимпульсного сигнала при $F_0 = 25$ МГц для первой гармоники ($\lambda = 12$ м) при

$H = 200$ м имеем $r \approx 35$ м. Однако в метровом диапазоне волн из-за слабой направленности антенны может наблюдаться влияние берегов реки или значительных неровностей земной поверхности. Следует отметить, что возможно сужение луча при обработке сигнала за счет использования доплеровских сдвигов частоты, как это делается в радиолокаторах с синтезированной апертурой. Это, однако, заметно усложняет аппаратуру [15].

4. МЕТОДИКА РАДИОЛОКАЦИОННЫХ АЭРОЛЕДОМЕРНЫХ СЪЕМОК

4.1. Характеристика радиолокационных измерителей толщины льда

4.1.1. Частотные измерители. Радиолокационные аэроледомер-ные съемки производились с помощью бортовых измерителей, разработанных в Рижском институте инженеров гражданской авиации под руководством М. И. Финкельштейна. Использовались измерители, в которых реализованы частотный, радиоимпульсный и видеоимпульсный методы, описанные в разд. 3.1—3.3.

Для зондирования пресноводного льда были разработаны два типа радиолокационных измерителей с частотной модуляцией, имеющих средние рабочие частоты $4,3 \cdot 10^9$ ($\lambda \approx 7$ см) и $9,6 \cdot 10^9$ Гц ($\lambda \approx 3$ см). Полосы качания частоты соответственно 0,4 и 1,2 ГГц. Оба измерителя имеют стрелочные индикаторы, а также самописцы для непрерывной регистрации толщины льда на бумажной ленте. Минимальная измеряемая толщина льда составляет соответственно 25 и 10 см.

Излучение и прием осуществляются рупорными антеннами, которые у трехсантиметрового ($\lambda \approx 3$ см) измерителя имеют диаграмму направленности около 12° . При этом максимальная высота уверенного зондирования не превышает 50 м, что ограничивает выбор летательного аппарата.

По результатам опытных аэроледомерных съемок было выяснено, что частотные измерители отличаются надежностью, простотой обслуживания и удовлетворительно регистрируют толщину широкого класса льдов, в частности, на участках интенсивного торошения. При высоте снега на льду до 20 см заметного искажения результата зондирования обнаружено не было. Основное ограничение применения измерителей с частотной модуляцией, которое распространяется на любые радиолокационные измерители, использующие сантиметровый диапазон волн,— это повышенная влажность снега при оттепелях и появление воды на поверхности льда под снегом в результате перегрузки ледяного покрова.

В сантиметровом диапазоне волн в данном случае, так же как и для радиоимпульсного измерителя, скорость распространения

радиоволн во льду v_d принималась равной 168 м/мкс, т. е. $k = 8,4$ см/нс [см. формулу (3.3)].

4.1.2. Радиоимпульсный измеритель. Особенностью применявшегося радиоимпульсного измерителя толщины льда трехсантиметрового диапазона с длительностью импульсов $\tau_{\text{и}} \approx 1,5$ нс является использование в качестве индикатора скоростного широкополосного осциллографа С1—75. В данном случае отражающая поверхность является практически всегда шероховатой и поэтому отраженный сигнал сильно флюктуирует, так что его огибающая на экране индикатора является сильно размытой (рис. 4.1). Толщина льда отсчитывается непосредственно по делениям на экране осциллографа между пиками импульсов, а регистрация осуществляется фотографированием экрана на кинопленку фотокамерой РФК-5 через заданные промежутки времени от 0,2 до 2 с в зависимости от протяженности маршрута. Дискретная регистрация увеличивает случайную погрешность измерения, а трудоемкость обработки исключает возможность применения такой аппаратуры для выполнения съемки в оперативных целях. Предельная высота зондирования для использованного измерителя 150 м.

Вместе с тем радиоимпульсный метод, несмотря на его недостатки, в некоторых случаях более предпочтителен, так как позволяет получить дополнительную информацию о состоянии снежноледяного покрова. В частности, при значительной толщине слоя снега на льду на экране индикатора отчетливо различаются импульсы, отраженные от верхней и нижней границы снега (рис. 4.1 б). По временному интервалу между ними оказывается возможным оценивать высоту снежного покрова, а по соотношению амплитуд верхнего и нижнего сигналов — судить о наличии воды на поверхности льда.

4.1.3. Видеоимпульсный измеритель. Видеоимпульсные измерители, работающие в метровом и декаметровом диапазоне радиоволн, предназначены для измерения толщины морского льда и, в частности, для съемок устьевых участков рек, где преобладает ледяной покров с повышенной минерализацией, а также, как показали проведенные исследования, во многих случаях с успехом могут быть применены для выполнения аэроледомерных съемок на озерах, водохранилищах и крупных реках.

Использованный видеоимпульсный измеритель имеет $n = 5$ каналов при частоте первого канала $F_0 = 20$ МГц. Длительность синтезированных видеоимпульсов $\tau_{\text{и}} \approx 1/(nF_0) \approx 10$ нс. Минимальная высота полета $H_{\text{мин}}$ определяется из условия $H_{\text{мин}} > c(T_c + T_{\text{пер}} + T_{\text{зв}})/2$, где $T_c = NT_0$ — общая длительность пачки импульсов в случае метода синтезируемого видеоимпульсного сигнала (см. п. 3.2.1), $T_{\text{пер}} \approx 1/\Delta f_k$ — длительность переходных процессов при использовании узкополосных корректирующих каналов с полосами пропускания частот Δf_k (см. п. 3.2.2), $T_{\text{зв}}$ — длительность переизлучения элементов конструкции ЛА («звон»).

Для нашей аппаратуры $H_{\text{мин}} \approx 200$ м, что определяет для этой высоты диаметр облучаемого пятна около 35 м (см. формулу 3.23).

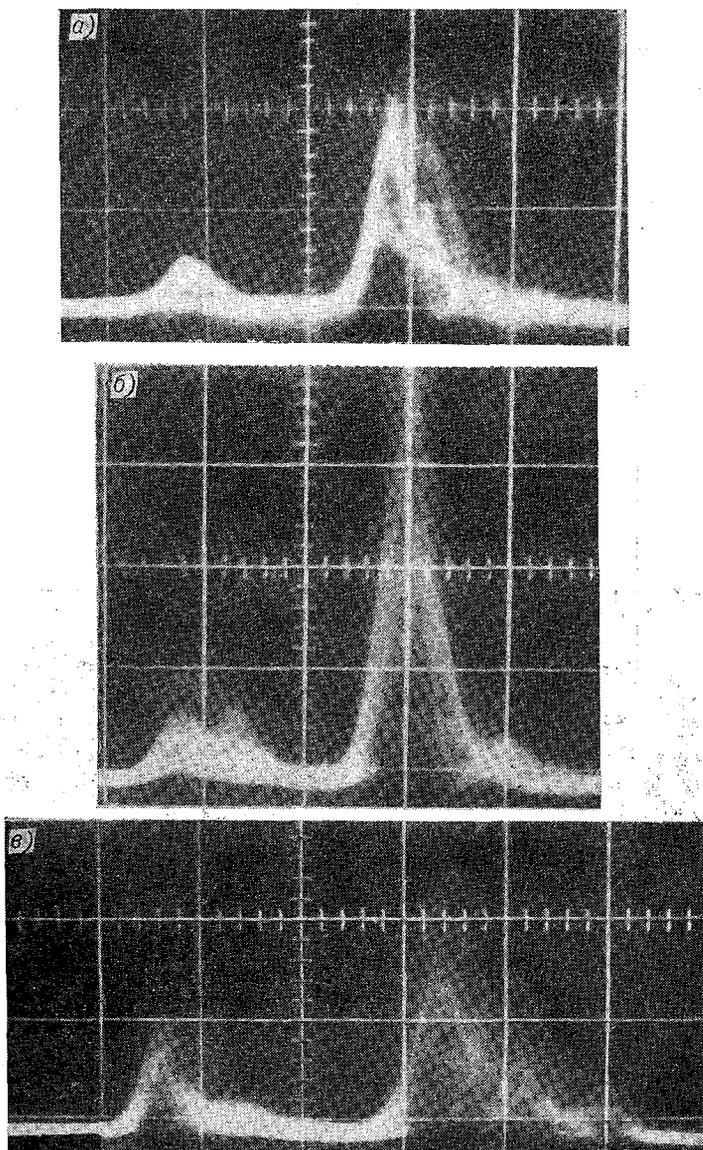


Рис. 4.1. Осциллограммы огибающих отраженных радиопульсов (1 деление — 5 нс).

a — ровный ледяной покров, толщина слоя снега 10–15 см; *б* — толщина слоя снега 30–35 см; *в* — ледяной покров со следами осеннего торошения.

Такой измеритель может быть применен только в случаях, когда не требуется большая детализация распределения льда.

Минимальная толщина льда, определяемая формулой (3.2), при отсчете интервала Δt между максимумами разрешаемых импульсов (рис. 4.2 а) составляет для использованных видеоим-

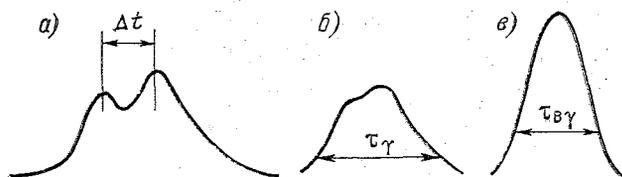


Рис. 4.2. Отсчет толщины льда в видеоимпульсном измерителе.

а — по интервалу между максимумами; б — по длительности τ_γ на уровне γ от максимума по сравнению с длительностью $\tau_{в\gamma}$ сигнала от воды (в).

пульсных измерителей приблизительно 0,5 м. При отсутствии разрешения возможен отсчет толщины льда по длительности расширенного импульса τ_γ (рис. 4.2 б) на определенном относительном уровне γ (например, $\gamma = 0,2$) по сравнению с импульсом, отраженным от гладкой водной поверхности длительностью $\tau_{в\gamma}$

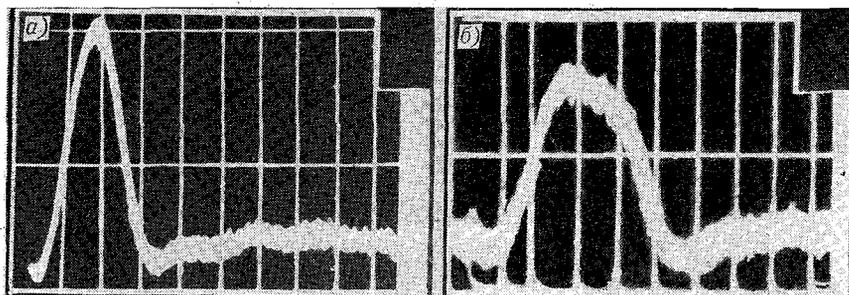


Рис. 4.3. Осциллограммы видеоимпульсных сигналов при отражении от воды (а) и серо-белого льда (б).

1 деление — 5 нс.

(рис. 4.2 в). При этом $h_{л} = v_{л}(\tau_\gamma - \tau_{в\gamma})/2$. Сказанное иллюстрируется рис. 4.3, где показаны осциллограммы сигналов, отраженных от воды и серо-белого морского льда ($h_{л} \approx 30$ см).

Особенностью видеоимпульсного метода зондирования является стробоскопическое преобразование сигнала, позволяющее воспроизводить форму отраженных импульсов на экране низкочастотного осциллографа. После стробоскопической обработки временной интервал Δt между вершинами импульсов преобразуется в напряжение, пропорциональное толщине льда. Это напряжение подается на стрелочный или цифровой индикатор, а также на самописец-вольтметр, регистрирующий толщину льда в виде профиля на бумажной ленте.

В зависимости от солености и температуры льда скорость распространения радиоволн метрового и декаметрового диапазонов может меняться от 132 до 153 м/мкс (см. табл. 2.4). Результаты зондирования на эталонных маршрутах в Печорской и Обской губах показали, что при съемке в устьях рек, а также для морского льда можно пользоваться постоянным переводным коэффициентом $k = v_{л}/2 = h_{л}/\Delta t = 7,6$ см/нс, т. е. $h_{л} = 7,6 \Delta t$. Для льдов пресных водоемов, как было показано при проведении полигонных измерений, коэффициент k должен быть увеличен до 7,8 см/нс.

4.2. Методика проведения аэроледомерных съемок

4.2.1. Основные положения. При планировании аэроледомерных съемок следует учитывать их чрезвычайно высокую производительность, позволяющую за один съемочный день измерить толщину льда по маршрутам протяженностью до тысячи километров, и, с другой стороны, относительно высокую стоимость за счет аренды летательных аппаратов, так что рентабельность аэроледомерных съемок обеспечивается лишь при достаточно большом объеме работ.

Методика аэроледомерных радиолокационных съемок основана на непрерывном измерении толщины льда по маршрутам, причем топографическая привязка производится в настоящее время визуально по характерным ориентирам. Если необходимо получить данные о пространственном распределении толщины льда (площадная съемка), то измерения производятся по параллельным маршрутам (галсам), намечаемым с требуемой частотой. Обычно операции по аэроледомерной съемке обеспечивали бортнаблюдатель (специалист ледовой разведки) и бортоператор, непосредственно работающий с измерителем толщины льда.

При радиолокационном зондировании основной формой выходной информации являются профили толщины льда по маршруту на бумажной ленте самописца. Устройство для автоматического съема информации регулируется так, чтобы деление ленты самописца соответствовало целому числу сантиметров толщины льда. Масштаб записи выбирается в зависимости от возможной изменчивости толщины льда на маршруте. Особенностью графиков толщины льда, получаемых с ленты самописца, является то, что на горизонтальной оси откладывается не расстояние—путь, а время полета, которое только приблизительно отражает пройденный путь. Приборная скорость полета поддерживается в процессе пилотирования постоянной с погрешностью до 5 %, но путевая скорость (относительно земли) может изменяться на 10—15 % в зависимости от скорости ветра и его направления, которые часто не сохраняются постоянными до конца маршрута.

На реках и озерах в умеренных климатических условиях на поверхность льда под снегом часто выступает вода вследствие перегрузки ледяного покрова после снегопадов. Этот слой воды

постепенно промерзает, и в верхней части ледяного покрова может оказаться прослойка воды. При достаточно низкой температуре воздуха (порядка -10°C и ниже) распространение воды по поверхности льда под снегом происходит сравнительно медленно, так что вся поверхность льда одновременно не бывает покрыта водой.

При зондировании таких участков профиль на ленте самописца будет представлять собой чередование отрезков со сравнительно большой и с минимальной толщиной льда (от нуля до 20 см). Дело в том, что в отдельных местах водой будут пропитаны нижние слои снега и измеритель здесь покажет нулевую толщину. В других местах к этому времени верхний слой воды замерзнет и ледяной покров будет включать в себя слои снега, снежного льда, прослойку воды и кристаллического льда. На таких местах измеритель зарегистрирует небольшую, но отличающуюся от нуля толщину льда. Там же, куда вода еще не распространилась, будет измерена толщина кристаллического льда. Чтобы не допустить методической ошибки, бортнаблюдатель должен отмечать в журнале и на карте видимые пятна пропитанного водой снега. Если такие пятна не обнаруживаются, то распространение прослоек воды под снегом и в толще льда обнаруживаются по особенностям изменения толщины льда. Резкие уменьшения мощности льда почти до нуля при наличии ровного снежного покрова говорят о распространении воды по поверхности льда.

В период оттепелей распространение воды по поверхности льда происходит довольно быстро. Вода при высокой температуре воздуха пропитывает снег практически до поверхности, изменяя его цвет. Зондирование ледяного покрова в это время становится невозможным на значительных участках. При выполнении аэроледомерных съемок в начале весны, когда дневная температура воздуха имеет положительные значения, следует учитывать, что с повышением влажности снега возрастает поглощение электромагнитных волн и уменьшается амплитуда сигнала, отраженного от нижней поверхности льда. В этот период зондирование ледяного покрова, покрытого снегом, возможно только в первой половине дня, в соответствии с чем необходимо планировать время вылета на съемку.

4.2.2. Съемка речных участков. При изучении распределения толщины ледяного покрова на речных участках аэроледомерная съемка выполнялась в основном по продольным маршрутам, совпадающим с фарватером реки. Для характеристики распределения толщины льда по ширине реки, как правило, достаточно на нескольких створах произвести зондирование по поперечным маршрутам.

При выполнении аэроледомерной съемки по продольному маршруту бортнаблюдатель ориентируется визуально по береговым ориентирам и по полетной карте или лоции. Определяя глазомерно соотношение расстояний до правого и левого берега, он корректирует курс.

Вследствие непостоянства путевой скорости продольный масштаб на графике толщины льда изменяется и должен уточняться в процессе полета по береговым ориентирам. В качестве таких ориентиров используются населенные пункты, отдельные здания, мосты, портовые и другие гидротехнические сооружения, а также характерные детали русла (повороты, острова, устья притоков). В тот момент, когда самолет пересекает створ намеченного ориентира, бортнаблюдатель подает звуковой сигнал, по которому борт-оператор делает засечку пером самописца и отмечает на ленте ее порядковый номер. В журнале съемки записывается номер засечки, характеристика ориентира и расстояния по лотии. Такие привязки (через 5—10 км) позволяют уменьшить ошибку пути за счет непостоянства путевой скорости летательного аппарата.

Засечками по звуковым сигналам отмечаются также любые видимые изменения ледовой обстановки, которые фиксируются в журнале. Эти записи позволяют исключить искажения результатов зондирования за счет различного вида помех и снабдить профиль толщины льда необходимыми примечаниями, характеризующими ледовую обстановку.

Продольный масштаб профиля по маршруту зависит от скорости полета и скорости протяжки ленты самописца, которая подбирается с таким расчетом, чтобы длина профиля по одному маршруту не превышала 1 м, так как слишком большая длина профиля затрудняет анализ и использование данных зондирования. Обычно скорость протяжки при работе продольными маршрутами протяженностью до 300 км устанавливается равной 1 см/мин, что соответствует масштабу 2—3 км на 1 см ленты. Более мелкий масштаб затруднит расшифровку профиля, так как запись представит собой жирную линию, толщина которой будет соответствовать местной неоднородности толщины льда, достигающей 10—15 см. Образец записи профиля толщины ледяного покрова по продольному маршруту приведен на рис. 4.4.

При необходимости прервать съемку по маршруту, например для сеанса радиосвязи или для проведения измерений по поперечному маршруту, звуковой сигнал, по которому останавливается ход самописца, подается в момент пересечения створа ближайшего характерного ориентира. В журнале записывается время прекращения съемки, причина, характеристика или название ориентира. Соответствующие пометки делаются и на ленте самописца. После возобновления съемки запись толщины льда начинается с этого створа.

Съемка поперечными маршрутами выполняется следующим образом. Самолет выводится на курс по маршруту и снижается до заданной высоты перед пересечением береговой черты, в момент которого по звуковому сигналу включается ход самописца. При пересечении противоположного берега самописец останавливается. На ленте отмечается номер поперечника и направление захода. В журнале съемки также записывается номер поперечника, его местоположение, характеристика ориентира и направ-

ление захода. Обычно на каждом поперечнике делаются два-три захода. В журнале также записывается характеристика ледовой обстановки в створе поперечника и скорость полета по приборам.

Поперечники намечаются в местах, где имеются ориентиры для их привязки. Масштаб (скорость протяжки) выбирается таким, чтобы длина была не меньше 10 см. Помимо изменения скорости протяжки ленты масштаб записи в некоторых пределах может регулироваться снижением скорости полета в процессе измерения.

4.2.3. Съемка озер, водохранилищ и устьевых участков рек.

На крупных водных объектах визуальная ориентировка возможна только в начале маршрута, так как после пересечения береговой линии самолет ведется по заданному курсу-азимуту. Маршруты

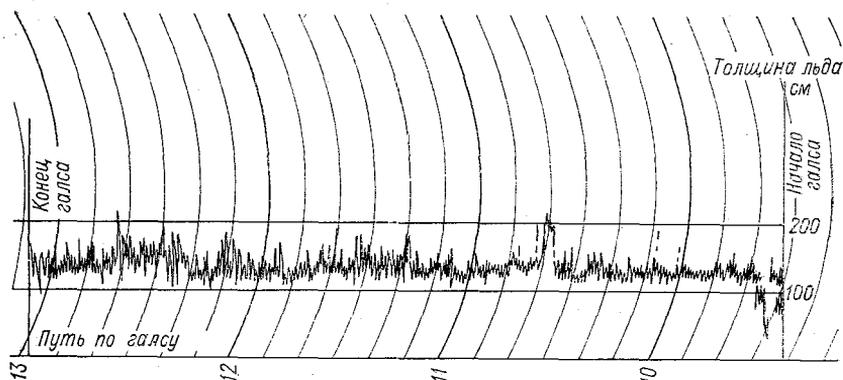


Рис. 4.4. Образец записи толщины льда на ленте самописца видеоимпульсного измерителя.

Масштаб: по горизонтали 1 : 320 000, по вертикали 1 : 20.

намечаются заранее с таким расчетом, чтобы как в начале маршрута, так и в его конце имелись характерные ориентиры для обеспечения надежной топографической привязки.

Перед полетом маршруты наносятся на штурманскую карту и для каждого из них вычисляется курс (азимут). Самолет (или вертолет) выводится на курс по маршруту еще над сушей. При пересечении береговой линии подается звуковой сигнал для включения хода самописца. На участках низменного побережья береговая линия не всегда четко дешифрируется с воздуха из-за снежного покрова. В этих случаях самописец включается еще над сушей, а начало профиля (точка, дальше которой по маршруту лед находится на плаву) определяется по характеру записи на ленте самописца. На участках, где снег или снежно-ледяной покров лежит на грунте, регистрируемый сигнал имеет неустойчивый характер (см. рис. 4.4). При работе с видеоимпульсным измерителем момент пересечения береговой черты определяется непосредственно оператором по отраженным сигналам на экране

индикатора, которые над сушей представляют собой множество импульсов различной ширины и амплитуды. При пролете над участком, где лед находится на плаву, сигналы приобретают форму двух импульсов.

Реальный курс самолета может существенно отличаться от намеченного вследствие сноса самолета ветром. Поэтому конец маршрута часто не совпадает с ориентиром, над которым предполагалось в соответствии со штурманской картой пересечь береговую линию. В этом случае реальное положение конца маршрута уточняется по ближайшим ориентирам, после чего делаются соответствующие исправления в штурманской карте и на схеме аэроледомерной съемки.

Степень детальности аэроледомерных съемок озер и водохранилищ определяется поставленной задачей, которая иногда сводится к получению профиля льда по судовому ходу. В этом случае маршрут обычно имеет сложную форму в виде ломаной линии. Для каждого отрезка маршрута по штурманской карте определяется курс и протяженность. Время смены курса в процессе полета определяется по приборной скорости и секундомеру. При наличии промежуточных ориентиров в виде островов, маяков или мысов, которые оказываются в пределах видимости, реальный маршрут уточняется по этим ориентирам. Каждая смена курса фиксируется в рабочем журнале и на ленте самописца по звуковым сигналам.

Для оценки изменчивости толщины льда в пределах акватории и общего характера распределения достаточно получить ледовые разрезы по двум главным осям объекта. Если же объект имеет сложную форму, например, когда акватория его состоит из нескольких частей, что характерно для водохранилищ, то для общей оценки распределения толщины льда съемка производится по одному продольному маршруту и по нескольким поперечным маршрутам (по одному в каждой части акватории).

Более детальное представление о пространственном распределении толщины льда дает съемка по косым галсам, которые намечаются так, чтобы наиболее равномерно охватить всю акваторию объекта. Начало очередного маршрута при этом совпадает с концом предыдущего. При несовпадении реального маршрута с намеченным целесообразно начинать новый маршрут с ранее намеченного ориентира. Для этого после окончания маршрута самолет летит вдоль береговой линии, пока не достигнет нужного ориентира, после чего делает разворот и заход на курс по новому галсу.

В некоторых случаях возникает необходимость определения распределения толщины льда по всей площади объекта с заданной точностью. Это условие может быть выполнено на основе детальной съемки по параллельным маршрутам, намеченным на равном расстоянии друг от друга. Этот вид съемки требует более высокого качества пилотирования и, в частности, учета и корректировки сноса самолета.

4.3. Обработка материалов аэроледомерных съемок

4.3.1. Основные положения. При выполнении аэроледомерных съемок с оперативными целями результаты съемки должны быть в кратчайшее время и в удобном для использования виде переданы потребителю. Требованиям оперативности удовлетворяют частотный и видеоимпульсный измерители, позволяющие производить регистрацию толщины льда на ленте самописца в виде профиля с временным горизонтальным масштабом. Эта форма регистрации удобна для непосредственного использования и анализа, так как позволяет сразу оценить особенности распределения толщины льда по маршруту и принять необходимое решение. Однако судоводители привыкли пользоваться картами ледовой разведки, что потребовало отработки методики нанесения данных о толщине льда на карты.

Пространственная неоднородность толщины льда настолько велика, что не поддается детальному картированию в виде изолиний без предварительного осреднения. В процессе выполнения опытных аэроледомерных съемок обрабатывались два пути представления картограмм с распределением толщины льда. Первый путь основывался на выделении участков акватории с характерной однородной ледовой обстановкой, и для этого участка указывались преобладающая толщина льда, ее изменчивость и интенсивность торошения. Такая схема составлена для Ладожского озера, в пределах которого было выделено пять зон с различной толщиной льда и ледовой обстановкой (см. рис. 5.9). Второй путь включает в себя нанесение на карту ледовой разведки маршрутов (галсов), по которым производилось зондирование, разделенных на отрезки заданной протяженности. График записи толщины льда на ленте самописца делится на такие же отрезки, по которым визуально определяется средняя толщина льда без учета участков торошения. Эти данные вносятся в рабочий журнал съемки, а затем переносятся на карту ледовой разведки. По этим обобщенным данным, отражающим преобладающую толщину льда на отрезках 1—2 км, проводятся изолинии толщины льда с интервалом, который зависит от степени пространственной неоднородности. Обычно оказывается возможным провести изолинии через 25 см и в отдельных случаях через 10 см.

На рис. 4.5 дан фрагмент карты ледовой разведки Обской губы, составленный по материалам аэроледомерной съемки, выполненной по радиальным маршрутам и косым галсам. Непосредственно после окончания съемки каждый галс разбивался на участки, в пределах которого на карту наносилось преобладающее значение толщины льда. Длина этих участков определялась масштабом карты и выбиралась исходя из удобства нанесения цифр. При значительной неоднородности льда в пределах выбранного отрезка показания с ленты самописца считывались в виде дроби: в числителе — преобладающая толщина льда, а в знаменателе — максимальная.

прибором в следующих случаях: над открытой водной поверхностью, над участком распространения воды под снегом и при значительных кренах летательного аппарата. Дешифрирование таких мест на ленте производится по отметкам на ленте самописца и полетной карте, также по записям в рабочем журнале съемки, в котором отмечается характеристика снежно-ледяного покрова, включая признаки распространения воды под снегом и развития процесса образования снежного льда.

Резкие увеличения толщины льда обычно связаны с пересечением гряд торосов, но иногда они могут быть вызваны различными помехами, в частности при крене самолета, когда луч измерителя направлен на берег. Крен самолета при перемене курса на маршруте отмечается оператором на ленте самописца.

При анализе и дешифрировании записей необходимо учитывать реакцию измерителя на различные особенности ледовой обстановки. В частности, при пролете над участками открытой воды показания самописца могут отличаться от нуля, если имеется волнение. При пересечении узких гряд торосов самописец реагирует на них коротким выбросом пера. Поскольку инерционность записывающего устройства слишком велика, эти выбросы свидетельствуют только о наличии гряд, но не об их толщине.

Если аэроледомерная съемка выполнялась в оперативных целях, диаграммные ленты с профилями толщины льда по маршрутам копируются для передачи потребителям. Для получения четких копий желательно обвести профильную линию тушью или черными чернилами, вписать пройденный путь в местах засечек по ориентирам, их названия, а также характеристику ледовой обстановки. К копии ледового профиля прилагаются пояснительная записка и схема маршрутов на специальных картах-бланках, которые заготавливаются заранее.

Если на речных участках распределение толщины льда с необходимой детальностью и наглядностью отражают продольные и поперечные профили, то по материалам аэроледомерных съемок озер и водохранилищ помимо профилей составляются карты ледовой разведки, на которых кроме схемы маршрутов наносится ледовая обстановка, включая распределение толщины льда.

4.3.3. Обработка материалов радиоимпульсного измерителя. При выполнении зондирования радиоимпульсным измерителем с измерительным устройством на основе скоростного осциллографа СИ-75 и регистрацией результата фотографированием экрана индикатора на кинолентку с помощью фотоприставки РФК-5 обработка материалов аэроледомерной съемки включает в себя следующие операции:

- проявление кинолентки;
- определение на кадрах временного интервала между вершинами отраженных импульсов;
- вычисление толщины льда по временным интервалам;
- осреднение толщины льда по оптимальным отрезкам маршрута (числу кадров);

— построение ледовых разрезов (профилей толщины льда по маршрутам).

При проявлении киноплёнки следует учитывать, что в данном измерителе снимки, как правило, будут иметь недодержку вследствие недостаточной яркости изображения на экране осциллографа импульсов наносекундной длительности.

Определение временного интервала между вершинами импульсов может производиться при помощи установки для чтения микрофильмов. Для ускорения этого процесса на экране устройства укрепляется специальная шкала, вычерченная на белой бумаге в виде вертикальных линий, расстояние между которыми соответствует, например, 0,2 нс по масштабу осциллографа. Результаты определения временного интервала выписываются в специальную таблицу из пяти граф: 1 — номер кадра по счетчику, 2 — временной интервал с погрешностью до 0,2 нс, 3 — толщина льда с погрешностью до 5 см, 4 — толщина льда, осредненная по отрезкам, и 5 — примечания.

Толщина льда вычисляется по формуле (3.3). Процесс обработки можно ускорить, осредняя временные интервалы и вычисляя лишь среднюю толщину для намеченных отрезков. Осреднение обусловлено необходимостью снижения случайной погрешности, достигающей 10—15 см при определении толщины льда по одному кадру. Чтобы уменьшить ее до приемлемых значений, осреднение толщины льда необходимо производить не менее чем по 5—10 кадрам. Исходя из этих соображений и степени детальности выявления распределения толщины льда в пределах маршрута назначается частота фотографирования экрана индикатора.

Профили ледяного покрова, полученные по данным зондирования радиоимпульсным измерителем, приведены ниже на рис. 4.11 и 4.12.

4.3.4. Особенности обработки материалов видеоимпульсного измерителя. Информация о зондируемом льде заключена в записи толщины на ленте самописца (рис. 4.4), а также в форме отраженных сигналов на экране электронно-лучевого индикатора. Эти сигналы автоматически фотографируются на киноплёнку или фиксируются оператором, который записывает отношение амплитуд нижнего (U_n) и верхнего (U_v) сигналов $r = U_n/U_v$, а также амплитуду и длительность сигналов при пролете над торосами.

По параметру r можно качественно судить о солёности льда в случае устьевых участков рек или морского льда. В последнем случае можно выделять льды речного происхождения. Так, у морского льда, солёность которого $S = 10 \dots 12 \text{‰}$, $r = 0,2 \dots 0,3$ (рис. 4.6). По мере опреснения льда сигнал от нижней границы возрастает (рис. 4.6 б), а при $S = 2 \dots 4 \text{‰}$ $r \approx 1$ (рис. 4.6 в). У пресного льда при отрицательных значениях температуры $r > 1$ (амплитуда импульса от верхней границы меньше, чем от нижней) (рис. 4.6 г).

При радиолокационном измерении толщины морских многолетних льдов происходит увеличение флюктуаций отраженного

сигнала (рис. 4.7 а). Для многолетнего льда уменьшается общая амплитуда сигнала примерно на 12 дБ по сравнению с водной поверхностью и на 6 дБ по сравнению с однолетним льдом

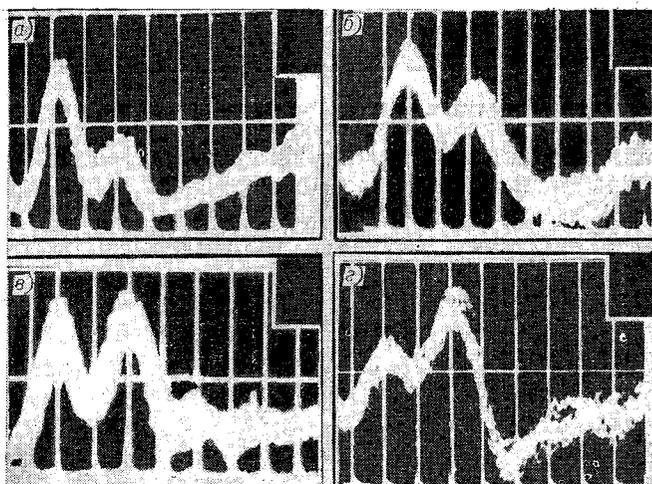


Рис. 4.6. Осциллограммы видеоимпульсных сигналов при отражении от морского льда высокой (а), средней (б), низкой (в) солёности и пресного льда (г).

1 деление — 5 нс.



Рис. 4.7. Осциллограммы видеоимпульсных сигналов при отражении от двухлетнего (а) и многолетнего (б) льда.

1 деление — 5 нс.

(рис. 4.7 б). Это, по-видимому, объясняется тем, что вся толщина такого льда имеет плавно изменяющуюся диэлектрическую проницаемость и образует для распространяющейся волны «согласующий слой». Измерение толщины многолетнего льда затруднено флюктуациями сигналов и сравнительно малым интервалом однозначности видеоимпульсного измерителя (порядка 3—3,5 м). Однако по резкому уменьшению амплитуды сигналов и наличию

постоянных флюктуаций на экране индикатора можно выделять границы расположения многолетних льдов.

Над торосами и неровностями форма сигнала претерпевает значительные изменения. В момент пролета гряды торосов ампли-

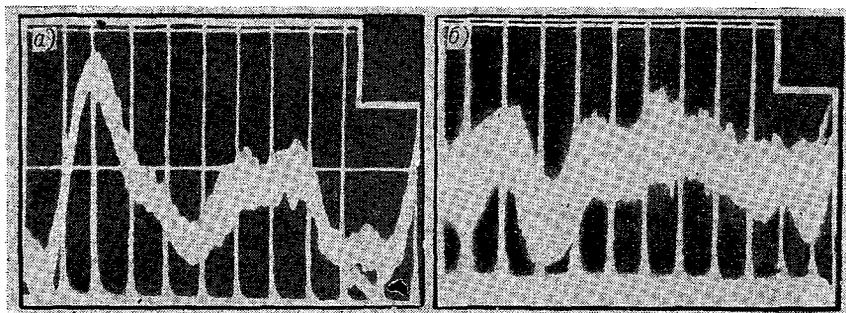


Рис. 4.8. Осциллограммы видеопульсных сигналов при отражении от гряды торосов (а) и от района интенсивного торошения (б).

1 деление — 5 нс.

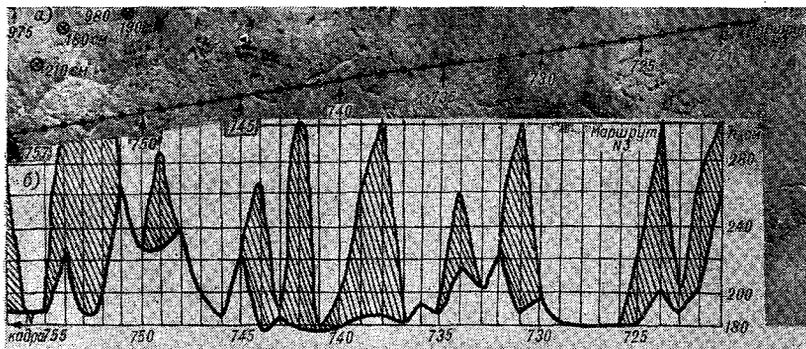


Рис. 4.9. Фотография поверхности торосистого льда (а) и построенный график «мощности торошения» этого льда по линии полета (б).

туда импульса от нижней границы, как правило, уменьшается и расширяется по основанию, становится менее выразительной. Проведение специальных исследований в районе дрейфующей станции СП-22 (март—апрель 1974 г.) с «жесткой» фотопривязкой позволило выявить общую закономерность: ширина плоской части «нижнего» импульса увеличивается с увеличением высоты и ширины гряды торосов (рис. 4.8 а). Над районом интенсивного торошения вершина импульса от нижней границы льда сливается с передним фронтом последующего импульса от верхней границы, причем сигналы сильно флюктуируют (рис. 4.8 б).

Наблюдаемая зависимость характера сигнала от размера торосов и их площади позволяет построить график торошения по маршруту полета. На рис. 4.9 б по результатам обработки кино-

кадров, на которых отсняты сигналы от торосистого льда, сфотографированного на рис. 4.9 а, построен график толщины льда по линии полета. В тех точках, где сигнал от нижней границы льда имел более или менее плоскую вершину, значение $h_{\text{л}}$ отмечалось по двум временным интервалам (рис. 4.10). При этом интервал Δt соответствует толщине льда, из которого образована гряда торосов, а интервал $\Delta t_{\text{тор}}$ — условной высоте торосов. Соединив соответствующие значения отсчетов интерполированными кривыми, по нижней кривой получим значение толщины льда, а по верхней — аналог высоты неровностей. Сравнивая фотоснимок с графиком, можно убедиться, что заштрихованная часть (площадь между двумя кривыми) отображает некоторую «мощность» торошения по маршруту.

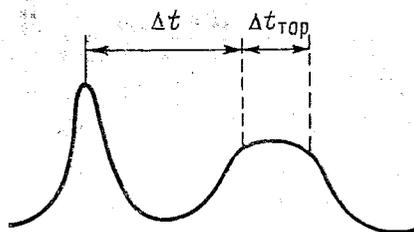


Рис. 4.10. Временные интервалы для построения графика мощности торошения.

Заметим, что максимально возможная измеряемая высота торосов ограничивается аппаратными возможностями (интервал однозначности между зондирующими импульсами равен 3,5 м).

Результаты обработки аэрофотосъемки маршрута полета в целях определения высоты неровностей вдоль маршрута № 2 по

длине тени подтверждают сказанное о том, что абсолютное значение «мощности» торошения $h_{\text{тор}} = k \Delta t_{\text{тор}}$ соответствует практически во всех случаях высоте неровностей на льду в пределах observable пятна.

Построение графиков рис. 4.9 позволяет выделить места, подвергшиеся торошению, и определить степень их неровностей. Применение такой методики целесообразно при необходимости детального изучения небольшого участка ледяной поверхности, например при строительстве инженерных сооружений на льду.

Как правило, аэроледомерная съемка ведется с записью толщины льда на ленту самописца. При этом из-за инерционности пера на диаграмме образуется всплеск, размер которого зависит от скорости летательного аппарата, полета и ориентации зон торошения относительно направления полета. На практике (например, аэроледомерные съемки около м. Харасовэй) было установлено, что размер всплеска при пересечении гряд торосов в 2,5—3,5 раза меньше их средней высоты.

В результате описанной обработки данных на картах ледовой разведки можно выделить участок с различными степенями торосистости и солёности, а затем наметить границы соответствующих зон [см. рис. 5.12].

4.4. Экспериментальные исследования точности зондирования ледяного покрова с летательного аппарата

4.4.1. Особенности летных экспериментов по оценке точности. Определение точности измерения ледяного покрова с самолета или вертолета, основанное на сравнении результатов непосредственных измерений на полигоне по известному эталонному маршруту с результатами радиолокационного зондирования этого же маршрута, связано с большими трудностями, так как обычно отсутствуют средства точной привязки истинного и эталонного маршрутов.

Летные эксперименты требуют подготовки эталонного маршрута, на котором толщина льда измеряется в нескольких десятках пробуренных скважин. Протяженность маршрута выбирается с таким расчетом, чтобы при максимальной скорости протяжки ленты самописца длина полученного профиля была не меньше 5 см. Практически длина эталонного маршрута должна быть не меньше 1 км. Число точек бурения зависит от естественной изменчивости толщины льда, которая на однородных участках ледяного покрова может иметь значения от $0,05h_{\text{л}}$ до $0,2h_{\text{л}}$. Общее количество точек на эталонном маршруте должно быть не менее 50, чтобы обеспечить погрешность определения средней толщины льда в пределах маршрута не хуже 5 %.

Для эталонного маршрута целесообразно выбирать участок с неоднородной толщиной льда, что позволяет оценить точность метода не только на основе сравнения средних значений толщины льда по маршруту, но и по соответствию конфигураций профилей — эталонного и полученного при радиолокационном зондировании.

4.4.2. Исследование точности радиоимпульсного измерителя. Летные эксперименты по определению точности импульсного зондирования производились в феврале 1979 г. на Онежском озере. На участке с относительно однородным ледяным покровом были размечены два параллельных километровых маршрута и на каждом в 20 точках, равномерно распределенных по их длине, измерялась толщина льда в пробуренных скважинах и вычислялась средняя толщина льда по эталонному маршруту $\bar{h}_{\text{л}, \text{э}}$, а также дисперсия толщины льда $\sigma_{\text{л}, \text{э}}^2$. Ледовые разрезы по эталонным маршрутам показаны на рис. 4.11.

В качестве летательного аппарата использовался вертолет Ми-8. Летные эксперименты проводились при высоте полета от 10 до 100 м и скорости 50 и 100 км/ч. Регистрация осуществлялась фотографированием экрана индикатора на киноплёнку через 0,2 с при экспозиции 0,02 с. Во время каждого измерительного полета (захода) фотографировалось 200—300 кадров осциллограмм, из них не менее 90 % имели достаточно четкие очертания для определения временного интервала. По этим данным вычислялись средняя толщина льда по маршруту $\bar{h}_{\text{л}}$ и дисперсия $\sigma_{\text{л}}^2$.

Были построены также профили толщины льда по маршруту, примеры которых приведены на рис. 4.12. Результаты расчетов $|\bar{h}_л - \bar{h}_{л,э}|$ по всем заходам даны в табл. 4.1.

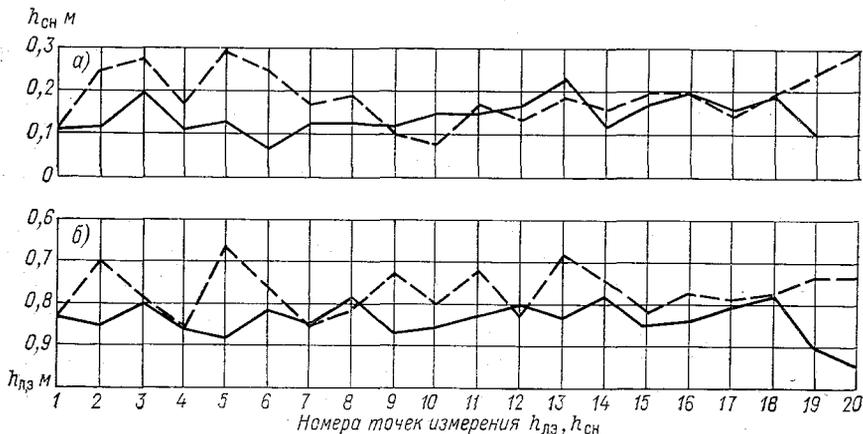


Рис. 4.11. Профили снежно-ледяного покрова по двум эталонным маршрутам.
а — снег, б — лед.

По данным 17 заходов над эталонным маршрутом среднее отклонение полученного результата от эталона составило 2,4 см, что не превышает 3 % измеряемой величины. При этом обнаружилась тенденция увеличения погрешности измерения с высотой

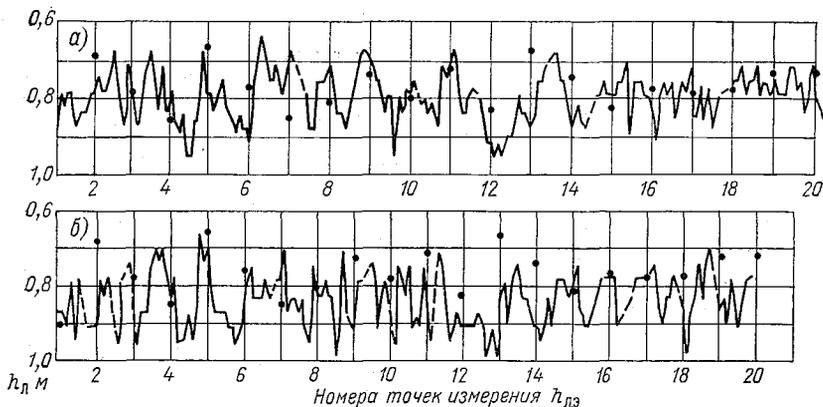


Рис. 4.12. Профили ледяного покрова эталонного маршрута по данным зондирования радиопульсным измерителем с высоты 10 м (а) и 50 м (б).

полета. Средняя систематическая погрешность составила около 2 % в сторону завышения результата. Наиболее вероятное происхождение этой погрешности — результат влияния снега на льду, средняя толщина слоя которого на полигоне достигала 15 см. Можно полагать, что предельное значение погрешности зондиро-

Таблица 4.1

Результаты зондирования ледяного покрова на эталонном маршруте импульсным измерителем

Высота полета, м	Количество заходов	$ \bar{h}_{л} - \bar{h}_{л, э} $ см
10	3	1,6
20	5	1,6
30	2	0,5
50	5	4,5
100	2	2,8

Таблица 4.2

Результаты зондирования ледяного покрова на эталонном маршруте частотным измерителем

Высота полета, м	Количество заходов	$\bar{h}_{л} - \bar{h}_{л, э}$ см
10	3	1,5
15	1	5,7
20	4	-4,8
30	4	-3,3
50	4	-0,8

вания радиоимпульсными измерителями за счет влияния снега не превысит 6 см, так как при толщине слоя снега более 30 см импульсы, отраженные от верхней и нижней его границы, четко различаются на осциллограмме (см. рис. 4.3 б).

В связи с отсутствием точной привязки отдельных точек измерения при обработке результатов летного эксперимента использовалось сравнение дисперсии толщины льда по показаниям радиолокационного измерителя вдоль эталонного маршрута $\sigma_{л}^2$ и известной дисперсии вдоль эталонного маршрута $\sigma_{л, э}^2$. При этом

$$\sigma_{л}^2 = \sigma_{л, э}^2 + \sigma_{h}^2,$$

где σ_{h} — средняя квадратическая погрешность единичного измерения, определяемая факторами, указанными в разд. 3.4, но без учета отклонения маршрута полета от эталонного.

Подставляя вычисленные по данным рис. 4.11 и 4.12 значения $\sigma_{л} = 7,6$ см и $\sigma_{л, э} = 4,3$ см в формулу (4.1), получаем $\sigma_{h} = 6$ см. Поскольку в данном случае погрешность превышает естественную изменчивость толщины льда или равна ей, радиоимпульсный метод с дискретной регистрацией не может быть применен для детального изучения распределения толщины льда. При выполнении аэроледомерных съемок необходимо осуществлять осреднение толщины льда по 5—10 отсчетам, что снизит случайную погрешность толщины льда до приемлемых значений. Поэтому на намеченный интервал осреднения должно приходиться 5—10 кадров. При выполнении съемок по продольным маршрутам осреднение толщины льда производится по отрезкам от 0,5 до 5 км в зависимости от протяженности маршрута. Примеры профилей толщины льда, составленные по результатам радиоимпульсного зондирования приводятся на рис. 5.1 и 5.2.

4.4.3. Исследование точности частотного измерителя. Летные эксперименты по исследованию точности зондирования ледяного покрова частотным измерителем производились в 1980 г. на Онежском озере.

Эксперименты производились на эталонном маршруте длиной 1,7 км, проложенном между двумя островами, что облегчало ориентировку при заходах на маршрут. Толщина льда на полигоне была измерена в 50 точках. В пределах большей части маршрута была зарегистрирована толщина льда от 47 до 65 см, но в его конце перед островом на отрезке около 150 м в зоне осеннего горошения мощность ледяного покрова достигала 90—110 см. Профиль ледяного покрова на полигоне и совмещенные с ним профили по результатам трех экспериментов приведены на рис. 4.13.

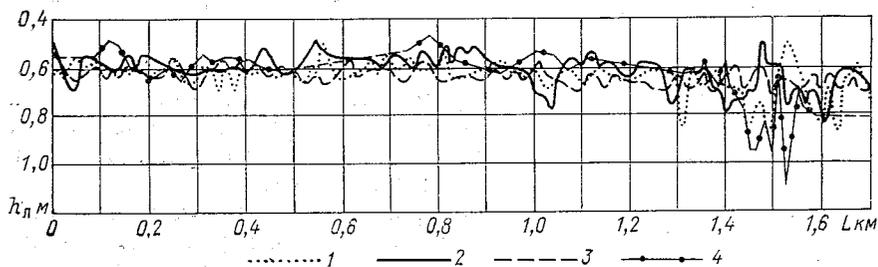


Рис. 4.13. Совмещенные профили толщины льда по эталонному маршруту по данным бурения (4) и по данным частотного измерителя ($\lambda=7$ см) при высоте полета 10 м (1), 20 м (2), 100 м (3).

Всего было произведено 20 заходов над эталонным маршрутом на различной высоте (от 10 до 50 м) и при скоростях 50, 100 и 150 км/ч. Результаты экспериментов, сгруппированные по высоте полета, приведены в табл. 4.2. Полученные данные не позволяют выявить определенную закономерность в отношении влияния скорости и высоты полета. Средняя квадратическая погрешность измерения средней толщины льда на маршруте по 20 заходам оказалась равной 3,3 см. Систематическая погрешность составила — 1,5 см. Анализ записей зондирования по полигону дает погрешность измерения ($\bar{h}_л - \bar{h}_{л,з}$) порядка 3—5% $\bar{h}_{л,з}$, которая оказывается соизмеримой с погрешностью определения средней толщины льда по маршруту радиопульсным методом.

4.4.4. Исследование точности видеоимпульсного измерителя. Как уже отмечалось, видеоимпульсные измерители разрабатывались для измерения морских льдов и поэтому испытания до 1977 г. проводились над морскими льдами с соленостью выше 2‰. Погрешность измерений при этом была, как правило, не хуже 10% измеряемой толщины льда.

Для определения точности зондирования видеоимпульсным измерителем пресных и слабосоленых льдов с различной заснеженностью в 1977 г. на акватории Обской губы была проведена серия летных экспериментов. В начале этих работ была проведена калибровка аппаратуры над специально подготовленной площадкой,

выбранной на участке без признаков торошения. В пределах площадки в 15 скважинах была измерена толщина льда.

Зондирование этого полигона с самолета показало, что эффективная скорость распространения радиоволн в данном типе льда равна 152 м/мкс, что соответствует значению коэффициента $k = h_{\text{л}}/\Delta t = 7,6$ см/нс. Данное значение k было введено в блок автосъема и использовалось в дальнейшем при проведении летных экспериментов и аэроледомерной съемки устьевых участков.

Летные эксперименты по определению точности зондирования видеоимпульсным измерителем производились по следующей методике. В разных частях акватории залива были намечены четыре участка, на которых были размечены полуторакилометровые маршруты. Сначала по этим маршрутам производилось зондирование видеоимпульсным измерителем с записью профиля толщины льда на ленту самописца и фотографирование экрана индикатора на киноленту, а затем наземной группой осуществлялось непосредственное измерение толщины льда через 200—300 м. В каждом пункте бурилось 3—4 скважины. Результаты летных экспериментов приведены в табл. 4.3.

Таблица 4.3

Результаты испытаний видеоимпульсного измерителя в Обской губе

№ маршрута	Средняя соленость льда, ‰	Средняя высота снежного покрова, см	Средняя толщина льда, см		Погрешность $\frac{ \bar{h}_{\text{л}} - \bar{h}_{\text{л}, \text{э}} }{\bar{h}_{\text{л}, \text{э}}} \cdot 100 \%$
			$\bar{h}_{\text{л}, \text{э}}$	$\bar{h}_{\text{л}}$	
1	0,001	37	1,23	1,24	0,8
2	0,018	24	1,27	1,21	4,7
3	0,74	18	1,18	1,20	1,7
4	—	6	1,37	1,38	0,5

Проведенные исследования показали, что при зондировании видеоимпульсным измерителем слабосоленых и пресных льдов снег не оказывает влияния на результат измерения. Средняя ошибка определения средней толщины льда путем радиолокационного зондирования при измерении толщины льда в четырех—семи пунктах составляет 2—5 %, что значительно меньше изменчивости толщины льда, составляющей в пределах маршрутов 4—8 %.

Помимо точности определения средних значений толщины льда на участке представляет интерес и точность единичных измерений. На рис. 4.14 приведены ледовые разрезы эталонных маршрутов, построенные по данным, снятым с ленты самописца. Среднее квадратическое отклонение результатов непосредственных измерений от показаний самописца находится в пределах 3—8 %.

Интересно отметить, что случайная погрешность единичного измерения, вычисленная по снимкам осциллограмм, в 2—3 раза

превышает значение погрешности измерения по данным самописца. Это говорит о том, что при непрерывной регистрации случайная погрешность в процессе осреднения существенно уменьшается.

4.4.5. Оценка точности измерения морского льда видеопульсным измерителем при наличии аэрофотосъемки. Подобный эксперимент проводился в марте—апреле 1974 г. на полигоне размером 30×40 км в районе дрейфующей станции СП-22, которая в этот период находилась в районе 78° с. ш., 180° в. д. [13].

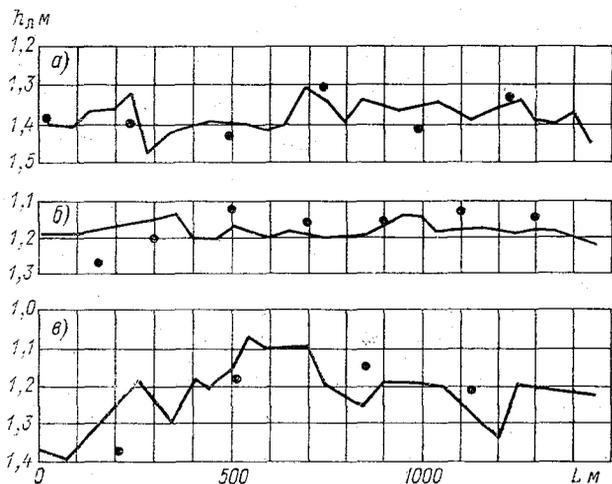


Рис. 4.14. Результаты зондирования трех эталонных маршрутов видеопульсным измерителем.

Сплошные линии — по самописцу измерителя; точки — данные непосредственных измерений в местах бурения.

Съемки характерных участков однолетнего и многолетнего льдов осуществлялись с самолета Ан-2, оборудованного видеопульсным измерителем и топографическим аэрофотоаппаратом (АФА), при высоте полета 330—1650 м. Перед каждым полетом сверялись часы АФА и фотоприставки электронно-лучевого индикатора измерителя толщины льда, а во время съемки импульс, фиксирующий открытие затвора АФА, отмечался на соответствующем кадре фотоприставки. Этим обеспечивалась надежная привязка каждой фотографии экрана к местности.

После проявления киноленты и аэрофильма и нанесения точек измерения толщины на аэрофотоснимки производилось полевое обследование, которое заключалось в измерении толщины льда бурением, измерении и описании высоты торосов и их характера, толщины слоя снега, взятии проб на соленость с различных горизонтов. Нижняя поверхность льда и торосистых нагромождений в отдельных случаях обследовалась аквалангистами, выполнявшими измерения осадки при помощи гидростатических глубиномеров.

По данным выполненных наблюдений для участков ровного льда толщиной 150—200 см относительная средняя квадратическая погрешность измерения толщины оказалась равной 4,6 %, максимальная погрешность достигает 8,8 %. В качестве примера могут

Таблица 4.4

Результаты испытания видеоимпульсного измерения на станции СП-22

Толщина льда	По измерителю, см	По наледным наблюдениям, см	Относительная погрешность измерения, %
Средняя по профилю	185,5	193,6	4,2
Минимальная	157	165	4,9
Максимальная	202	208	2,9

быть приведены результаты сравнения показаний измерителя с данными наледных наблюдений по профилю длиной 165 м, на котором толщина льда измерялась бурением через 1 м (табл. 4.4).

5. ОПЫТНЫЕ АЭРОЛЕДОМЕРНЫЕ СЪЕМКИ

5.1. Аэроледомерные съемки рек, озер, водохранилищ

5.1.1. Задачи крупномасштабных съемок и выбор объектов. Радиолокационные аэроледомерные съемки позволяют получать качественно новую гидрологическую информацию о распределении толщины ледяного покрова на значительных по протяженности участках рек, акваторий озер и водохранилищ. Эта информация представляет большой интерес для гидрологической науки и многих отраслей народного хозяйства. Поэтому новый метод нашел практическое применение еще в процессе исследования и разработки экспериментальной аппаратуры. Первые крупномасштабные опытные аэроледомерные съемки были проведены в 1976 г.

В связи с относительно невысокой разрешающей способностью первых макетов радиолокационных измерителей вначале район съемки ограничивался Восточной Сибирью, где на реках толщина льда в конце зимы превышала минимально измеряемое соответствующим измерителем значение. В период работы на территории Восточной Сибири (1976—1978 гг.) ежегодная протяженность маршрутов составляла 3—4 тыс. километров. Была выполнена съемка таких рек, как Лена, Витим, Олекма, каскада ангарских водохранилищ, оз. Байкал и ряда рек и озер по трассе БАМа.

В результате совершенствования радиолокационных измерителей (снижение минимально измеряемой толщины льда до 0,3 м) и разработки радиолокационного измерителя с частотной модуляцией, регистрирующего результаты зондирования на бумажную ленту, оказалось возможным с 1979 г. производить аэроледомерные съемки на реках Европейской территории СССР и Западной Сибири. В течение трех зим выполнялись аэроледомерные съемки

Волжского и Волго-Балтийского водных путей. В этот же период производилось детальное зондирование толщины льда устьевых участков рек Оби, Печоры и Енисея.

Вследствие опытного характера аэроледомерных съемок, в процессе которых отрабатывалась методика измерений и изучалась точность зондирования в зависимости от ледовой обстановки, в качестве летательного аппарата использовались в основном вертолеты. В местах с характерными ледовыми условиями маршруты прерывались и измерения производились в режиме висения. Затем вертолет опускался на лед и на намеченной площадке бурилось несколько скважин для непосредственных замеров толщины льда. При выполнении аэроледомерных съемок устьевых участков северных рек использовались самолеты Ан-2. Кроме контрольных измерений производились эксперименты по исследованию точности радиолокационного зондирования. Для этой цели подготавливались эталонные маршруты, по длине которых бурилось 20—40 скважин.

Постоянный контроль данных зондирования позволил использовать результаты аэроледомерных съемок в научных и производственных целях. Ниже приводятся некоторые результаты авиационных ледомерных работ, расширивших наши представления об особенностях распределения толщины ледяного покрова рек, озер, водохранилищ и устьевых участков.

5.1.2. Река Лена. Аэроледомерные съемки р. Лены производились на участке длиной около 1200 км от устья р. Витима до г. Якутска. Обобщенный ледовый разрез р. Лены по данным зондирования радиоимпульсным измерителем в апреле 1977 г. приведен на рис. 5.1. На график нанесены также максимальные за зиму значения толщины льда за ряд лет по данным наблюдений на гидрологических постах и за 1977 г., приблизительно совпадающие со сроками съемки. Соответствие данных наземных наблюдений и радиолокационного зондирования оказалось вполне удовлетворительным.

Результаты съемки продемонстрировали значительную изменчивость мощности ледяного покрова р. Лены (в пределах изучаемого участка от 0,8 до 2,1 м). Оказалось, что данные наблюдений гидрологических постов в недостаточной степени характеризуют особенности пространственного распределения толщины льда р. Лены. По результатам аэроледомерных съемок уточнены границы массивов с повышенной мощностью ледяного покрова на рассматриваемом участке, а также выявлен один ранее неизвестный такой массив выше г. Олекминска [60].

Сопоставление ледового разреза по данным зондирования с многолетними наблюдениями указывает на закономерный в целом характер распределения толщины льда по длине Лены. Наряду с зональной изменчивостью, проявляющейся в тенденции повышения мощности льда вниз по течению реки, на данном участке резко выражена и локальная неоднородность ледяного покрова.

Анализ процессов нарастания льда по наблюдениям гидрологических постов и расчеты по метеорологическим данным показали, что зональная изменчивость определяется увеличением

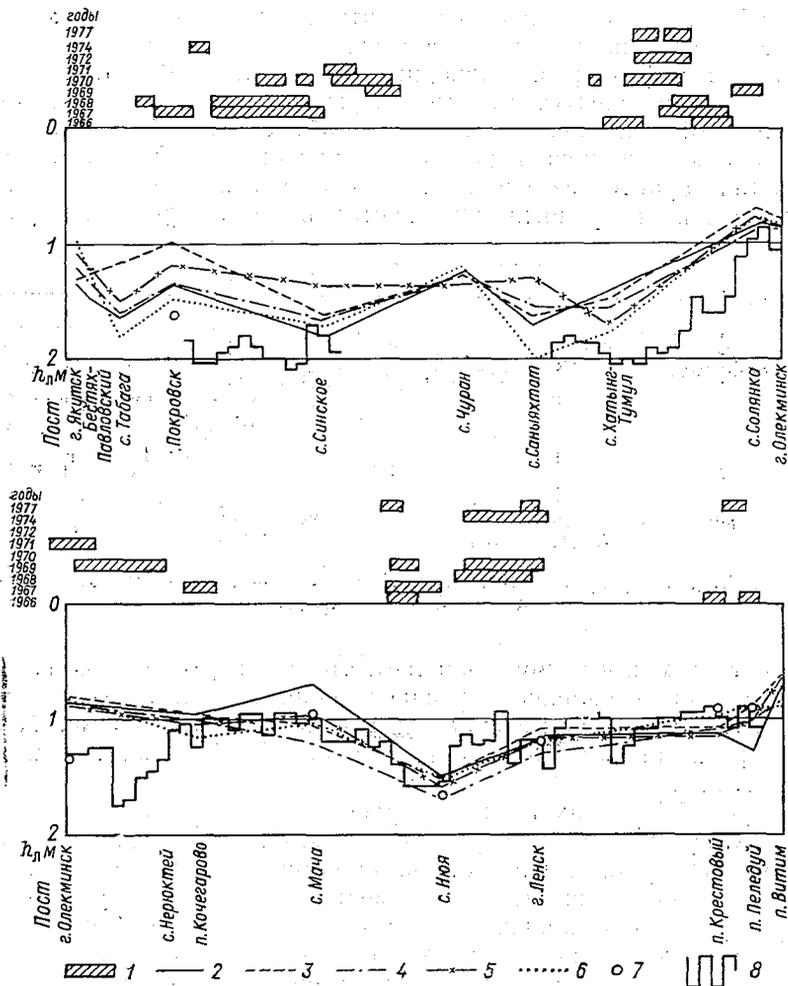


Рис. 5.1. Толщина ледяного покрова по радиолокационной аэроледомерной съемке и наблюдениям на гидрологических постах, а также положение заторных скоплений на участке р. Лены.

1 — заторные скопления льда по данным авиаразведок 1966—1977 гг., 2—6 — максимальная толщина льда по данным наблюдений за 1961—1965 гг., 7 — максимальная толщина льда по данным постов за 1977 г., 8 — толщина льда по данным радиолокационной съемки 1977 г.

суммы отрицательных значений температуры за зиму и некоторым снижением снежных осадков. Локальная же изменчивость объясняется в основном неоднородностью распределения снега на льду в пределах участка, обусловленной ветровым режимом

в долине реки. Так, по данным наблюдений на метеостанции в п. Нюя, сумма осадков за зиму и высота снежного покрова на метеоплощадке приблизительно такие же, как и в соседних пунктах. В то же время толщина слоя снега на льду, по данным этого поста, обычно не превышает 10 см, что на 10—15 см меньше толщины слоя снега на соседних участках.

Из других факторов, влияющих на аномальное повышение толщины льда, следует отметить шугу под ледяным покровом. Значительной зашугованностью русла объясняется большая мощность ледяного покрова в районе с. Синского и с. Хатынг-Тумул.

Общий характер изменения толщины льда по многолетним наблюдениям на гидрологических постах и по материалам аэроле-

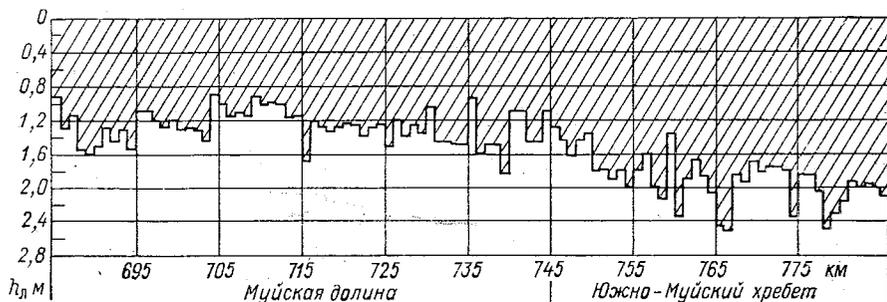


Рис. 5.2. Ледовый разрез р. Витима на участке пересечения Муйской долины и Южно-Муйского хребта.

домерной съемки в целом совпадает, что подтверждает закономерный характер выявленного распределения толщины льда. Это дает возможность по материалам аэроледомерных съемок более точно прогнозировать мощность ледяного покрова на отдельных участках реки.

На рис. 5.1 в верхней части графика показано положение заторных скоплений льда за ряд лет по материалам ледовых авиаразведок. На многих участках выявляется четкая связь между распределением толщины льда и местами образования заторов, приуроченных, как правило, к массивам с повышенной мощностью. Эта закономерность позволяет прогнозировать возможные места образования заторов по характерному для данной зимы распределению толщины льда.

5.1.3. Река Витим. Аэроледомерная съемка Витима производилась на двух участках: в пределах Муйской долины и Южно-Муйского хребта (100 км) и нижнего течения реки (300 км). Наибольший интерес представляет первый участок, где река пересекает трассу БАМа.

Ледовый разрез Витима, составленный по материалам аэроледомерной съемки в марте 1978 г., приведен на рис. 5.2. В пределах Муйской долины толщина льда изменяется от 0,9 до 1,8 м при среднем значении около 1,3 м. Изменения толщины льда на

этом участке имеют чисто местный характер и обусловлены неравномерным торошением и распределением шуги под ледяным покровом. На участке пересечения Южно-Муйского хребта мощность ледяного покрова существенно увеличивается, до 2,4 м. Причина столь резкого увеличения толщины льда — интенсивные наледные явления. Следует отметить, что после выхода из узкого ущелья, прорезающего Южно-Муйский хребет, режим реки резко изменяется: расходы в зимнюю межень увеличиваются от 5 до 40 м³/с, а русло ее приобретает типично равнинный характер. Малая водность реки и постоянные ветры, сдувающие снег с ле-

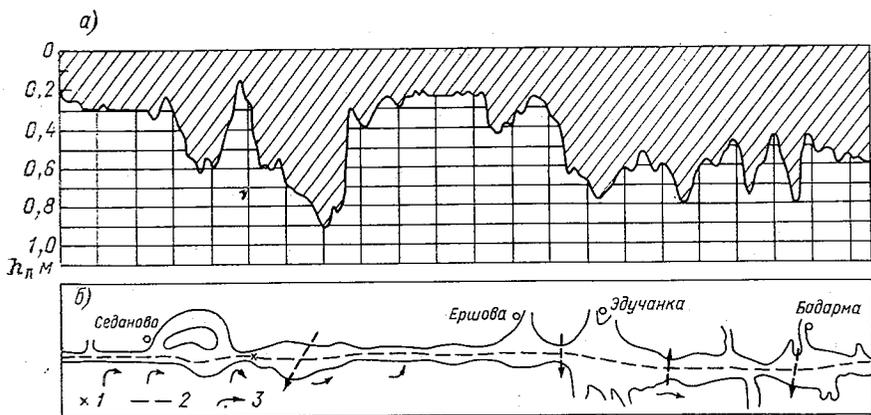


Рис. 5.3. Продольный ледовый разрез (а) и схема радиолокационной аэроледомерной съемки (б) Усть-Илимского водохранилища.

1 — место непосредственных измерений, 2 — положение поперечных маршрутов, 3 — поворот русла.

дяного покрова в пределах ущелья, являются причиной интенсивного и систематического наледобразования на этом участке.

5.1.4. Усть-Илимское водохранилище. Протяженность Усть-Илимского водохранилища по Ангаре составляет 315 км. Его характерная особенность — чередование сравнительно узких русловых участков с озеровидными расширениями — плёсами. Аэроледомерная съемка Усть-Илимского водохранилища производилась в марте 1978 г. видеомпульсным измерителем по продольному и четырем поперечным маршрутам. Во время съемки полынья нижнего бьефа Братской ГЭС имела протяженность около 100 км. Ледовый разрез по продольному маршруту, намеченный приблизительно по середине водохранилища, приведен на рис. 5.3. На этом же рисунке под профилем толщины льда приводится выпрямленная в плане контурная схема водохранилища.

Выявленный по материалам радиолокационного зондирования характер распределения толщины ледяного покрова Усть-Илимского водохранилища оказался несколько неожиданным: чередование участков с тонким и сравнительно мощным ледяным покровом.

Это чередование четко согласуется с плановыми очертаниями водохранилища. На узких русловых участках, включая и короткие сужения, преобладала толщина льда 0,2—0,4 м, а на расширениях — 0,6—0,9 м. Неожиданность заключалась в том, что тонкий лед в период съемки не наблюдался ни на одном из пяти гидрологических постов, расположенных в пределах водохранилища.

Для контроля полученных результатов в одном из сужений была произведена посадка вертолета и измерена толщина льда в нескольких пробуренных скважинах (место контрольных измерений отмечено на схеме). По данным контрольных замеров толщина льда на площадке размером 15×15 м изменялась в пределах 11—39 см. Таким образом, проверка подтвердила достоверность результатов аэроледомерной съемки. Оказалось, что места измерений толщины льда на гидрологических постах нерепрезентативны относительно преобладающей части акватории водохранилища.

Различие в толщине льда на узких и широких участках акватории можно объяснить только неодинаковым теплопритоком к нижней поверхности ледяного покрова. Усть-Илимское водохранилище отличается значительной глубиной, в результате чего придонная температура воды зимой поддерживается в пределах 1—3°C выше нуля. В узких местах вследствие увеличения скорости течения до 5 см/с значительно возрастает перемешивание водной массы, вызывая повышение притока тепла к нижней поверхности льда. Специальные термические расчеты подтвердили это предположение. Оказалось, что приток тепла к нижней поверхности льда в наиболее узких местах составлял 80—120 Вт/м², а на расширенных участках — 10—20 Вт/м².

При наличии теплопритока нарастание льда прекращается при определенной его толщине, когда наступает равенство тепловых потоков [формула 1.1]. Изменение метеорологических условий постоянно нарушает это равновесие, что приводит к изменению направления процесса: намораживание сменяется таянием, и наоборот. Особенно резко влияет на соотношение тепловых потоков выпадение снежных осадков. Снежный покров как хороший теплоизолятор значительно уменьшает теплоотдачу в атмосферу, вызывая усиленное таяние. В результате уменьшения толщины льда через некоторое время вес снега превысит плавучесть ледяного покрова. Наступает состояние перегрузки льда, сопровождающееся растеканием воды по его поверхности. Начинается промерзание снега, пропитанного водой, в то время как снизу продолжается интенсивное таяние. Когда же весь слой воды на поверхности льда замерзнет, стаивание снизу либо уменьшится, либо сменится намерзанием. В течение зимы весь этот процесс многократно повторяется, что приводит к формированию на участках сужений тонкого ледяного покрова с непрерывно изменяющейся толщиной: то увеличивающейся, то уменьшающейся. Несинхронность процесса образования снежного льда в пределах участка приводит к значительной пространственной неоднородности ле-

дяного покрова. Так, по данным контрольных замеров, толщина льда на небольшом протяжении (несколько метров) может измениться в 3—4 раза.

5.1.5. Ладожское озеро. Ледовый режим Ладожского озера характеризуется длительным процессом замерзания и неоднородностью пространственного распределения толщины льда. По конфигурации озеро представляет собой открытый водоем, у которого площадь центральной части существенно превышает площадь заливов, чем определяется значительное влияние ветра на его термический и ледовый режимы. Ветер препятствует смерзанию ледяных полей, вызывает торшение неподвижного ледяного покрова и образование трещин и разводий. Длительный период замерзания обусловлен также огромными запасами тепла, которые вследствие значительной глубины накапливаются в озере к началу зимы.

Полное замерзание Ладожского озера происходит только в холодные и умеренно холодные зимы. Обычный срок образования неподвижного ледяного покрова на всей акватории озера — вторая половина февраля, а в наиболее суровые зимы — конец января. В начале ледяной покров формируется в заливах-губах и в виде полосы припая по всему побережью. В центральной акватории в этот период наблюдаются плавучие льды. Постепенно полоса припая расширяется, а сплоченность плавучих льдов увеличивается. Окончательное смерзание плавучих льдов и образование неподвижного ледяного покрова в этот период связано с наступлением морозной погоды при небольшой скорости ветра.

Длительный и сложный процесс замерзания озера обуславливает значительную пространственную неоднородность толщины ледяного покрова, которую весьма слабо отражают данные наблюдений на береговых и островных гидрологических постах. Так, до 1956 г. считалось, что существует закономерное уменьшение толщины льда по направлению от берега к открытой части. Это предположение поколебали единичные авиадесантные замеры толщины льда, выполненные в центральной части озера в 1956 г. Оказалось, что по крайней мере в суровые зимы мощность льда в центральной части не меньше и даже может быть больше, чем в прибрежной зоне [12].

Таким образом, до последнего времени распределение толщины льда по акватории Ладожского озера оставалось по существу неизученным, не выходяло за рамки предположений. И лишь после того, как с 1979 г. начали проводиться регулярные детальные радиолокационные аэроледомерные съемки в целях гидрометобеспечения начала навигации и изучения ледового режима, были выяснены основные закономерности распределения толщины ледяного покрова Ладожского озера.

Время проведения съемок — март, поэтому полученные данные характеризуют распределение максимальной за зиму толщины льда. Зондирование выполнялось по косым галсам вдоль короткой и длинной осей озера, а также по судовому ходу. Схема

расположения маршрутов съемки, выполненных в марте 1980 г. приведена на рис. 5.4. Использовались радиоимпульсный измеритель и частотный измеритель семисантиметрового диапазона, установленные на вертолете Ми-8. Три зимы, в конце которых проводились аэроледомерные съемки, по температурному показателю характеризуются следующим образом: зима 1978-79 г. была суровой, 1979-80 г. — холодной и 1980-81 г. — умеренно холодной.

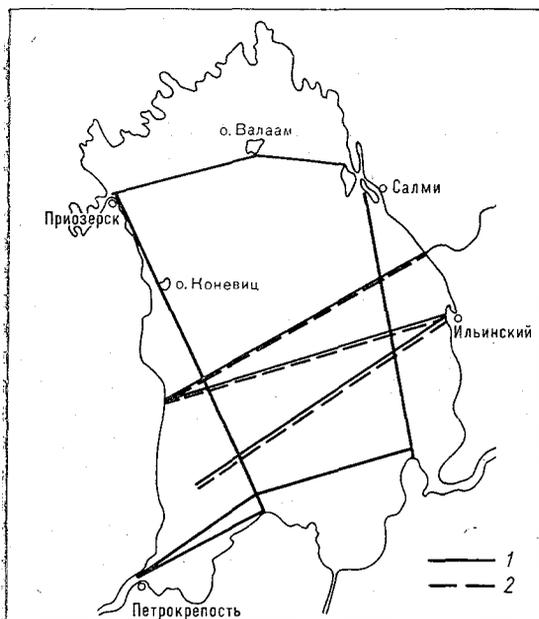


Рис. 5.4. Схема маршрутов аэроледомерной съемки в марте 1980 г., выполненной частотным (1) и радиоимпульсным (2) измерителями.

В суровую зиму 1979 г. сформировался ледяной покров со следующими характерными особенностями пространственного распределения толщины. Наименьшая толщина льда наблюдалась в Невской губе и в северной глубокой части озера. Вдоль юго-восточного и северо-восточного побережья выделялась полоса припая мощностью около 0,8 м. К ней примыкала зона сравнительно тонкого льда (0,6 м). В центральной части озера толщина льда увеличивалась до 0,9 м. Вдоль юго-западного побережья припаянная зона оказалась выраженной гораздо слабее, однако здесь имело место наиболее интенсивное торошение, которое привело к значительной местной изменчивости толщины льда. На рис. 5.5 и 5.6 показаны ледовые разрезы по продольному и поперечному маршрутам через озеро, характеризующие основные особенности распределения толщины ледяного покрова в различных частях Ладожского озера.

В холодную зиму 1980 г. картина распределения мощности ледяного покрова в целом напоминала предыдущую зиму при несколько меньшем значении средней толщины льда, которая в цен-

тральной части озера и в припайной зоне изменялась в пределах 0,5—0,7 м, уменьшаясь в северо-западной части озера и в зоне вдоль юго-западного побережья до 0,4 м. Вдоль юго-западного,

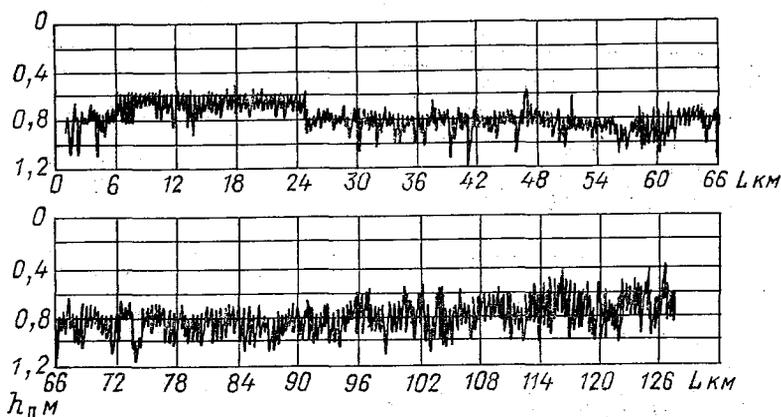


Рис. 5.5. Ледовый разрез Ладожского озера по поперечному маршруту 16/III 1979 г.

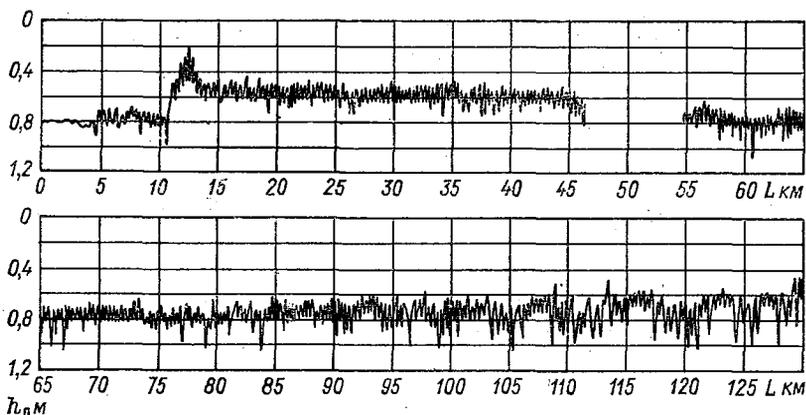


Рис. 5.6. Ледовый разрез Ладожского озера по продольному маршруту (на о-в Валаам) 16/III 1979 г.

а также части юго-восточного и северо-восточного побережья маршруты пересекали замерзшую полынью с толщиной льда 0,25—0,4 м. По всей акватории озера, так же как и в прошлом году, наблюдались гряды торосов, имевшие наибольшую густоту вдоль юго-западного побережья.

Особенностью формирования ледяного покрова в умеренно холодную зиму 1981 г. было более позднее замерзание озера, которое завершилось к концу февраля, в результате чего длительное

время происходило интенсивное торошение ледяных полей. Если в предыдущие годы торосы наблюдались в основном в виде отдельных гряд, то в конце зимы 1981 г. эти гряды во многих местах слились в сплошные поля торосов.

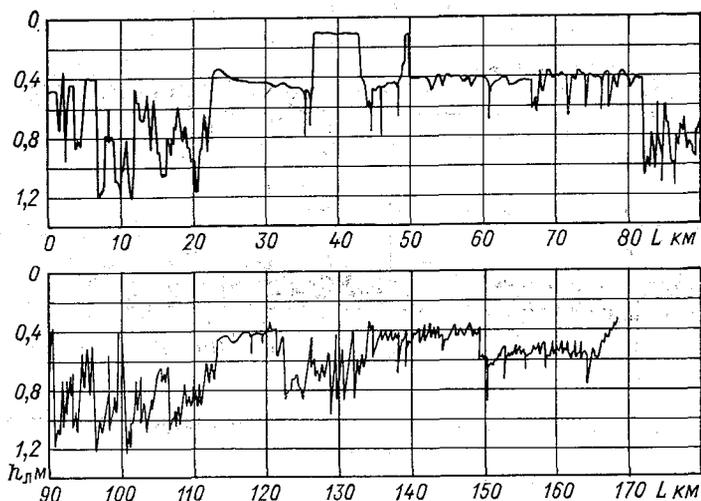


Рис. 5.7. Ледовый разрез Ладожского озера по продольному маршруту (севернее о-ва Валаам) 12/III 1981 г.

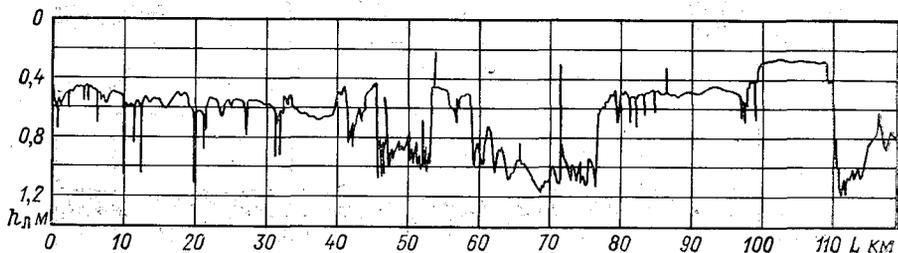


Рис. 5.8. Ледовый разрез Ладожского озера по поперечному маршруту 17/III 1981 г.

На рис. 5.7 и 5.8 приведены продольный и поперечный ледовые разрезы, отражающие характерные особенности пространственного распределения толщины льда в умеренно холодную зиму 1981 г. В отличие от прошлых лет припайный лед вдоль юго-восточного и северо-восточного побережья подвергся интенсивному торошению, и максимальная его толщина в этой зоне составляла 1,2 м при средней толщине 0,8—0,9 м. В центральной зоне также преобладали поля сплошного торошения с наибольшей толщиной до 1,5 м. Центральную зону кольцом окружала наиболее обширная по площади область слабого и умеренного торошения с преобла-

дающей толщиной 0,4—0,5 м. С юго-востока и северо-востока эту зону окаймляла огромная кольцевая полынья, сформировавшаяся вскоре после установления неподвижного ледяного покрова в результате ветрового дрейфа. За период съемки полынья полностью замерзла и покрылась льдом толщиной 0,2—0,3 м. Схема ледовой обстановки по акватории Ладожского озера, выявленной по ма-

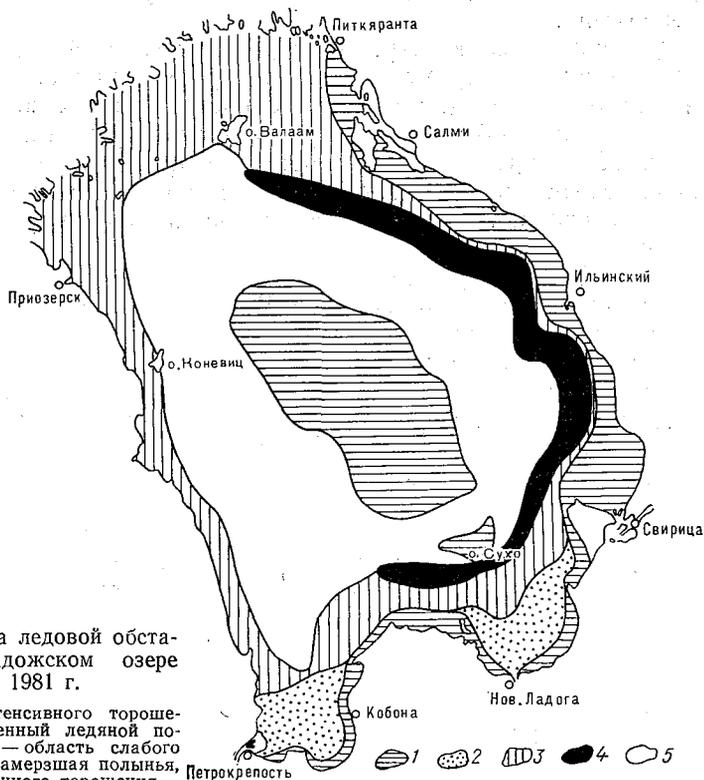


Рис. 5.9. Схема ледовой обстановки на Ладожском озере 20/III 1981 г.

1 — область интенсивного торошения, 2 — заснеженный ледяной покров залива, 3 — область слабого торошения, 4 — замерзшая полынья, 5 — зона умеренного торошения.

териалам аэроледомерной съемки и аэровизуальных обследований, приведена на рис. 5.9.

Результаты аэроледомерных съемок, проводившихся в течение трех зим, не исчерпывая всего многообразия возможных случаев, достаточно типичны и поэтому отражают основные закономерности распределения толщины ледяного покрова Ладожского озера в зависимости от степени суровости зимы и длительности процесса замерзания. Полученные данные позволяют повысить эффективность ледовых прогнозов в период вскрытия по материалам авиаразведок.

5.1.6. Река Волга и волжские водохранилища. Аэроледомерная съемка Волжского водного пути производилась в течение трех

с 1977 г. Материалы этих съемок использовались в народном хозяйстве, в частности при гидрометобеспечении ранней навигации для геофизических исследований и организации ледовых транспортных магистралей. Они позволили выявить основные закономерности распределения толщины льда в устьевых заливах, а также степень торошения и солености ледяного покрова.

5.2.2. Печорская губа. В марте—апреле 1977 г. 3 раза проводилась детальная площадная съемка всей акватории Печорской губы в следующие сроки: 17—19/III, 22—23/III и 2—3/IV. Толщина льда измерялась по параллельным маршрутам-галсам, проложенным с максимальной возможной частотой — через 2 км. Общее число галсов во время каждой съемки достигало 40. Первая и вторая съемки велись продольными галсами (по курсам 90 и 270°), а третья — поперечными (по курсу 180 и 360°).

Съемки выявили значительную пространственную неоднородность распределения толщины льда в пределах Печорской губы. Чтобы избавиться от случайной местной неоднородности, достигающей 10—15 см и затушевывающей закономерности локального распределения, толщина льда по маршрутам осреднялась на двухкилометровых отрезках и эти данные наносились на карту ледовой разведки. Без учета торосов предельные значения толщины льда по акватории Печорской губы были равны 0,7—1,3 м. Эта изменчивость имеет резкий характер: на небольшом расстоянии, порядка десятков метров, толщина льда изменяется на 40—50 см, что затрудняет детальное картирование толщины при помощи изолиний. Даже по осредненным значениям оказалось возможным провести всего две изолинии — 75 и 100 см.

Морфологическая карта ледяного покрова Печорской губы, составленная по данным аэрофотомерной съемки 17—19/III 1977 г., приведена на рис. 5.12. Съемка выполнялась параллельными маршрутами через 2 км. Отрезки, на которых производилось осреднение толщины льда, также равны 2 км. По полученным точкам усредненной толщины проведены изолинии через 25 см. Дополнительно по данным видеоимпульсного измерителя нанесено расположение гряд торосов, а также отдельных стамух и выделены зоны с различной степенью торошения. Кроме того было выявлено распределение солености льда в пределах акватории Печорской губы.

По особенностям ледяного покрова на акватории Печорской губы можно выделить три зоны: восточную, западную и южную. В восточной зоне, наиболее открытой воздействию со стороны моря, сплошь распространены соленые льды ($S \approx 5\text{‰}$). В этой же зоне имеет место наибольшая концентрация полей торошения, которые могли сформироваться под влиянием дрейфа льда со стороны моря. Что касается распределения толщины льда, то здесь мощность ледяного покрова незначительно отличается от мощности в западной зоне. В этой части акватории поля слабого торошения не занимают больше 20% площади. На преобладающей части западной зоны распространен солоноватый лед ($S < 2\text{‰}$),

и лишь в отдельных местах встречаются ледяные поля, приближающиеся по солености к морскому льду.

В южной части акватории, ледовый режим которой определяется водами Печоры, ледяной покров в значительной степени опреснен и в слабой степени развито торошение.

Повторные съемки (через 15 сут) выявили значительные изменения мощности ледяного покрова как в целом по акватории,

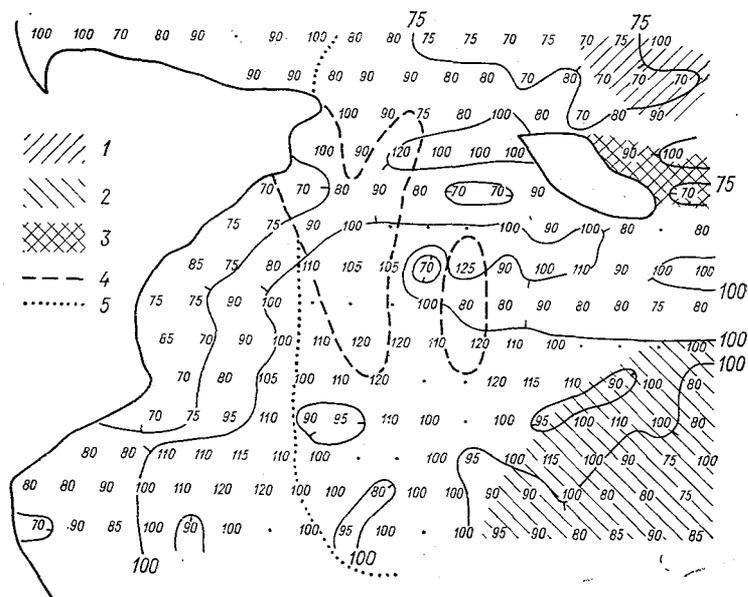


Рис. 5.12. Фрагмент карты ледовой разведки Печорской губы с обобщенными данными аэроледомерной съемки по параллельным маршрутам.

1 — торосистость 1—2 балла, 2 — торосистость 2—3 балла, 3 — торосистость 3—5 баллов, 4 — зона соленого льда ($S > 5\text{‰}$), 5 — граница малосоленого и пресного льда (слева — $S < 2\text{‰}$, справа — $S > 2\text{‰}$).

так и в ее отдельных частях. Средний прирост льда за две недели составил около 25 см, в то время как в северной части толщина льда за этот период увеличилась на 40 см, а в южной — на 10 см.

Расчеты показывают, что максимальное приращение ледяного покрова за счет намерзания снизу не может в конце зимы превысить 10 см за 15 сут. Поэтому очевидно, что увеличение мощности ледяного покрова в данном случае в основном обусловлено динамическими процессами, т. е. торошением в результате давления ледяных полей со стороны моря.

5.2.3. Обская губа и Енисейский залив. Зондирование устьевых участков Оби и Енисея велось косыми галсами, радиальными и продольными маршрутами, которые намечались в зависимости от конфигурации данной части акватории. Фрагмент карты ледовой разведки Обской губы приведен на рис. 4.5.

Наиболее характерной особенностью распределения толщины льда по акватории Обской губы является сравнительно небольшая локальная неоднородность толщин льда, осредненных по двухкилометровым отрезкам. В пределах участка, приведенного на рис. 4.5, наибольшая разность осредненных значений мощности

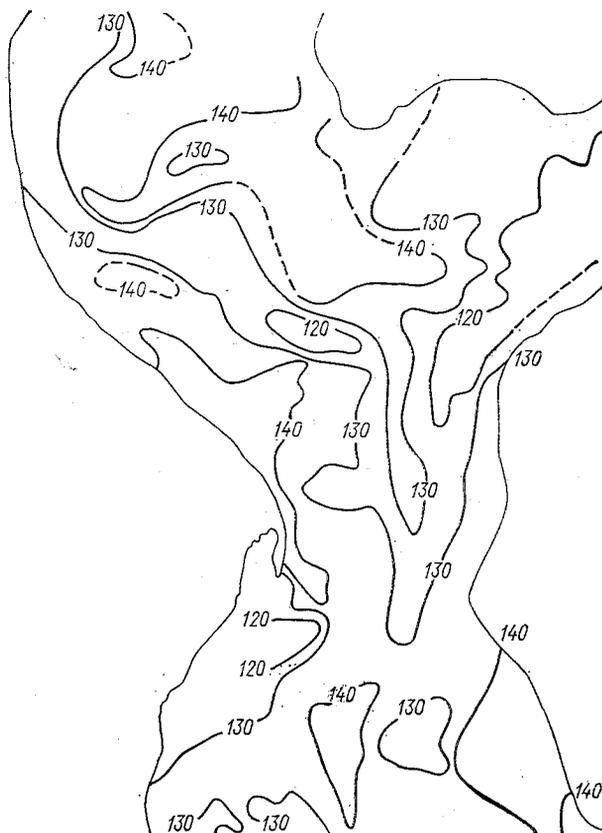


Рис. 5.13. Фрагмент морфологической карты ледяного покрова Обской губы.

ледяного покрова не превышает 40 см. В это же время амплитуда колебаний толщины льда в пределах отрезков осреднения составляет 40—60 см, достигая в отдельных местах 100 см. На рис. 5.13 представлен фрагмент карты распределения толщины льда Обской губы, составленный по осредненным значениям.

Для Енисейского залива также характерна сравнительно небольшая локальная неоднородность толщины льда. В пределах отдельных профилей-галсов осредненная по двухкилометровым отрезкам толщина льда изменяется не больше чем на 10 см. Однако по длине залива как средняя по поперечнику, так и в пре-

делах фарватера толщина льда существенно изменяется в зависимости от условий формирования ледяного покрова. В частности, сравнительно небольшая толщина льда наблюдается на границе залива и открытого моря — около 100 см. В самом заливе преобладает толщина льда 130—160 см на расширенных участках и около 120 см в сужениях.

Местная неоднородность толщины ледяного покрова в пределах Енисейского залива имеет такой же порядок, как и в Обской губе. Неоднородное распределение толщины льда на небольшой площади возникает в результате торошения, а также ветрового рельефа снежного покрова, характерного для полярных областей.

5.3. Примеры применения радиолокационных аэроледомерных съемок морских льдов

5.3.1. Выбор льдины для высокоширотных экспедиций. При организации высокоширотной экспедиции (ВШЭ) подбираются льдины, пригодные для разбивки лагеря и строительства взлетно-посадочной полосы (ВПП). Начиная с 1974 г. данная задача несколько раз решалась с помощью видеоимпульсного измерителя. Для этого льдина в заданном районе Арктики выбиралась визуально по ее геометрическим размерам и состоянию поверхности, после чего осуществлялось радиолокационное измерение по показаниям стрелочного прибора или цифрового табло. Если при первом полете минимальная толщина льда не выходила за установленные пределы, зависящие от типа летательных аппаратов, то приступали к более подробному облету интересующей ледовой поверхности. При этом намечались три-четыре маршрута и по ним совершались полеты с записью толщины льда на самописец. Эти значения наносились на линии полета с обязательным указанием минимальных толщин, после чего производился анализ всей информации и принималось решение о пригодности льдины для ВШЭ.

На рис. 5.14 показан план льдины с фотографиями сигналов на экране электронно-лучевого индикатора. Около стрелок указан отсчет по толщиномеру в сантиметрах, а вторая цифра дает номер кадра по счетчику. Кружком с крестиком отмечены места последующего бурения с указанием истинной толщины льда. Анализ фотографий показывает, что данная льдина зимнего образования со средней толщиной 1,4 м и довольно высокой соленостью, из-за чего имеет место малое значение отношения низ/верх: $r = 0,3 \dots 0,5$ ($S = 7 \dots 10 \text{‰}$). Поверхность ровная и довольно однородная, что подтверждается малыми флюктуациями отраженных сигналов. Незначительное увеличение неровности наблюдается в районе, соответствующем кадру № 82. Представляет интерес переход с одного типа льда на другой (кадр № 74). В этой точке в облучаемое пятно попадает молодой лед толщиной порядка 1,3 м и лед толщиной 1,6—1,7 м. Результатом этого являются уплощения

вершины и значительное раздвоение импульса от нижней границы. Появление на экране индикатора сильных флюктуаций (кадр № 77) свидетельствует о пролете над областью значительных торшений.

Весь процесс пролета над льдиной в целях получения нескольких разрезов толщины льда занимает 25—30 мин и позволяет принять надежное решение о пригодности ледяной поверхности к разрыванию базы ВШЭ.

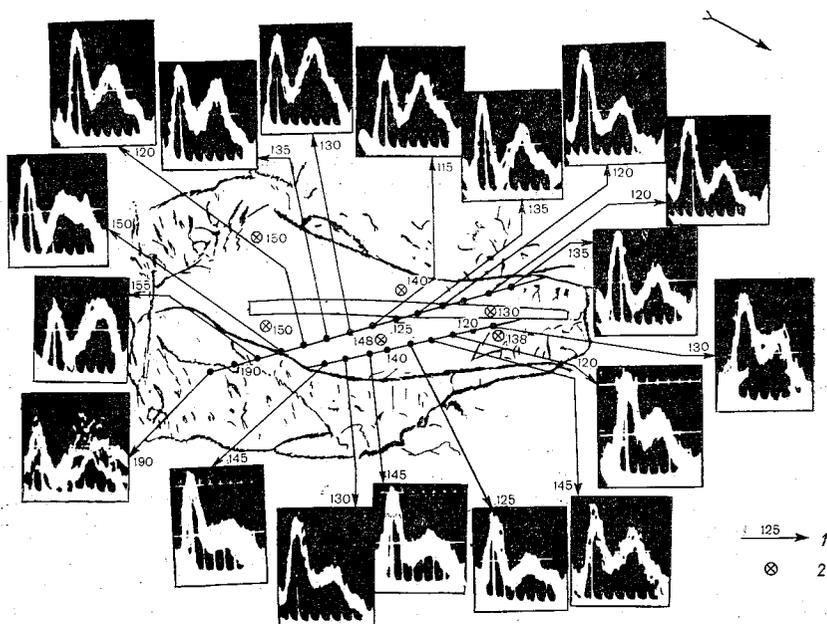


Рис. 5.14. Ледяное поле и осциллограммы видеомпульсных сигналов в точках по маршруту.

1 — толщина льда в сантиметрах, 2 — место бурения и толщина льда в лунке.

5.3.2. Аэроледомерная съемка при сооружении ледяных причалов и дорог. При необходимости доставки грузов на морских судах к районам, не оборудованным портами и причалами, выгрузка производится непосредственно на припай с последующей доставкой груза на берег наземным транспортом. В этой связи изучение состояния льда в районе выгрузки судна и выбор трассы для строительства дороги приобретает важнейшее значение.

В 1976—1978 гг. видеомпульсный измеритель толщины льда был использован при обеспечении сверххранней навигации к п-ву Ямал. Применялась следующая методика: накануне полета специалист ледовой разведки составлял маршрут полета и записывал в журнале курсы галсов, необходимую скорость полета и наличие ориентиров на местности. Во время полета он подавал сигнал о начале и конце очередного галса. В эти моменты соответственно

включался и выключался самописец, на ленте которого фиксировалось значение толщины льда. Пролет характерных участков местности (острова, траверзы береговых знаков и т. д.) отмечался оператором на ленте самописца с использованием той же условной нумерации, что и в журнале специалиста ледовой разведки. Это облегчало привязку результатов промера к карте.

Строилась морфологическая карта припая в районе м. Харасавэй, полученная по данным ледовых разведок следующим образом: 1) наносились маршруты полета самолета; 2) через 250—500 м на галсах указывалось значение толщины льда в сантиметрах; 3) отмечались участки торошения и неровных льдов; 4) наносились толщины с градациями 0—100, 100—130, 130—170 см и раскрашивались в соответствующие цвета); 5) участки торошения интенсионировались и выделялись штриховкой. На этой же карте нанесены проложенные транспортные дороги и толщина льда, определенная бурением.

Анализ морфологической карты показывает, что в зоне до 2 км от берега наблюдается умеренное торошение (при $h_{\text{л}} = 130 \dots 170$ см), далее оно уменьшается до расстояния $\approx 2,5$ км, где наблюдается увеличение толщины льда до 180 см перед участком ровного молодого припая толщиной 90—110 см. Сравнительно тонкий лед, примерно в 3,5 км от берега, заканчивается мощной зоной торошения.

Перед прокладкой канала для транспортного судна по предполагаемому маршруту проводится запись толщины льда в 20-километровой зоне (ее размер определяется ледовой обстановкой и зависит от расстояния до зоны облегченного плавания ледокола).

Результаты обработки диаграммы наносятся на карту настолько подробно, насколько позволяет ее масштаб. На торосистых участках показания прибора удобно указывать в виде дроби: в числителе — толщина ровного льда, в знаменателе — усредненное значение высоты торосов в пределах облучаемого пятна.

Во время этих работ экспериментально было установлено, что мощность торошения (см. п. 4.3.4) может быть охарактеризована разностью Δ между толщиной, соответствующей максимальной амплитуде выброса на ленте самописца, и усредненной толщиной льда на данном участке. Чем больше величина Δ , тем интенсивнее торошение. Приблизительно по ленте самописца (при скорости полета 150 км/ч) были выделены три категории зон торошения: 1) $\Delta < 10$ см — торосистость до 2 баллов; 2) $\Delta = 10 \dots 20$ см — торосистость 3—4 балла; 3) $\Delta > 20$ см — торосистость 5 баллов.

Необходимо отметить возможность ускоренной обработки информации о состоянии припая. В этом случае на заранее подготовленный бланк наносится толщина льда, снятая непосредственно со стрелочного индикатора. После окончания съемки эта карта передается по фототелеграфу на борт ледокола, где она используется для оценки состояния припая перед постановкой судна под разгрузку.

5.3.3. Обзорные и навигационные ледовые разведки. Целью ледовой разведки является регулярное и быстрое получение сведений о распределении и состоянии ледяного покрова. Эти сведения непосредственно используются при проводке судов, составлении ледовых прогнозов и изучении ледового режима. Обзорная разведка освещает общее состояние ледяного покрова, расположение ледяных массивов, необходимых для долгосрочных ледовых прогнозов. Навигационная разведка выполняется для обеспечения судоводителей данными о распределении льда и его состоянии на судоходной трассе и прилегающих районах.

При обзорной разведке определяются границы припая, возраст льда, торосистость, границы полыньи и зон молодого льда, сплоченность и торосистость дрейфующих льдов с подразделением их по возрасту, заснеженность льда и т. д. В случае навигационной разведки более подробно и наглядно должны быть изображены зоны различной сплоченности, наибольшей разрушенности, сжатия и различного возраста. Во всех случаях важнейшим показателем состояния льда является его толщина, определение которой наиболее затруднено визуально, особенно на достаточно толстом льду, на устьевых участках рек и т. д.

Использование видеоимпульсного измерителя для ледовых разведок особенно актуально в зимнее время, когда возрастные характеристики льда замаскированы снегопадами и плохой видимостью в условиях полярной ночи. Измеритель непосредственно определяет толщину льда, а по отношению амплитуд низ/верх в зимнее время легко выделяются льды речного происхождения, определяется соленость по трем градациям (см. п. 4.3.4), а в летнее время можно судить о степени разрушенности льда (см. разд. 5.4).

Отсчет толщины производится специалистом ледовой разведки на своем рабочем месте по выносному стрелочному прибору. Отсчет производится по мере необходимости при смене типа льда и наносится на карту ледовой разведки.

5.4. Особенности радиолокационных аэроледомерных съемок в период таяния льда

5.4.1. Разрушение ледяного покрова в период таяния. С повышением температуры воздуха и усилением радиационного прогрева морского льда увеличивается его пористость, происходит усиление миграции рассола в нижние слои и постепенное смещение минимума температуры в середину слоя. С переходом дневной температуры воздуха к положительным значениям начинается таяние снега, что приводит к скоплению талой воды на льду (такая разрушенность льда характеризуется $P = 1$ балл). При этом у ледяного покрова увеличивается осадка и он постепенно погружается в воду. По мере накопления талой воды начинают формироваться озера, которые вследствие поглощения и аккумуля-

ляции тепла водой начинают углубляться в толщу льда, в результате чего он достигает наименьшей плавучести и продолжает ослабляться кристаллическая структура слоя ($P = 2$ балла).

Имевшиеся в толще льда пустоты, заполненные воздухом или образовавшиеся вследствие миграции рассола на отдельных участках льда, становятся сквозными. Через них вода начинает стекать под лед. В течение нескольких суток здесь образуются сквозные промоины, через которые начинается сток снежной воды под лед, так что площадь озерков резко уменьшается и в течение 2—5 сут происходит «обсыхание» припая ($P = 3$ балла). Снежный покров к этому времени удаляется почти полностью, а поверхность льда оказывается покрытой на большей части рыхлым слоем зернистого льда с водой и имеет белый цвет. Плавучесть льда возрастает, достигая своего максимального значения.

Когда средняя температура слоя льда достигает $-0,7 \dots -1,0^\circ\text{C}$, а температура поверхности близка к нулю, начинается интенсивное таяние льда с верхней поверхности. При этом процесс разрушения верхнего слоя льда на ледяные зерна повторяется многократно по мере плавления и возгонки ледяных кристаллов, находящихся на поверхности. Соответственно поверхность льда приобретает то светлую окраску, то темную зеленовато-голубых тонов ($P = 4$ балла).

С повышением температуры воздуха и воды, начинается таяние льда сначала на его поверхностях, а затем при достижении температурой значений, близких к нулю, и внутри массы льда. Происходит интенсивный распад кристаллической структуры льда, он насыщается талой водой, темнеет. Плавучесть льда уменьшается, и ледяной покров снова постепенно погружается в воду. Толщина льда в этот период уменьшается почти наполовину. На этой стадии разрушения ($P = 5$ баллов) большая часть ровного неторосистого льда стаивает, а оставшийся находится на грани распада на кристаллы. В меньшей степени разрушенными остаются лишь торосистые образования, которые постепенно сглаживаются и разламываются.

Как указано в работе [29], данный процесс разрушения характерен для однолетнего и старого льда. Молодые льды, имеющие наибольшую соленость, разрушаются гораздо интенсивнее.

Надо отметить, что одновременно с таянием снега идет энергичное опреснение наиболее возвышающихся частей льдин [27]: Пресная снежная вода, стекая по капиллярам льда, сначала замерзает и сама закупоривает себе выходы, но при этом вызывает трещины в прилегающих частях льда. При дальнейшем повышении температуры замерзание прекращается и начинается энергичное вымывание этой водой рассола из солевых ячеек. Так завершается опреснение всех выступающих над водой частей морского льда. Это явление облегчает радиолокационное зондирование льда.

Если морской лед тает в летний период, то таяние речного льда наступает раньше. До схода снега прочность льда практи-

чески не меняется. После схода снега начинается внутреннее таяние. Если при нуле прочность льда равна $5,5 \text{ кг/см}^2$, то в результате внутреннего таяния она снижается на озерах почти до нуля, а на реках в период вскрытия она равна $0,5—0,1 \text{ кг/см}^2$. Зондирование льда видеоимпульсным методом может иметь большое значение для изучения процессов вскрытия рек и заторов.

5.4.2. Особенности радиолокационного зондирования льда в период его таяния. Вопрос о радиолокационном зондировании морского льда в период его разрушения чрезвычайно интересен с практической точки зрения, так как большая часть морской навигации проходит в летнее время. Поэтому для проверки возможности использования видеоимпульсного измерителя в этот период года в июле—августе 1976 г. на самолете Ил-14 было проведено несколько аэроледомерных съемок со специалистом ледовой разведки Н. И. Комовым [33].

При измерении толщины льда было отмечено, что характер сигнала изменяется в зависимости от вида и главным образом от степени разрушенности льда. Была сделана попытка классификации по отношению r амплитуд сигналов низ/верх. При этом выделено четыре градации:

- 1) $r < 0,1$ — сигнал от нижней границы льда отсутствовал;
- 2) $r = 0,1 \dots 0,2$ — сигнал от нижней границы льда на грани разрешения относительно сигнала от верхней границы;
- 3) $r = 0,3 \dots 0,5$ — сигналы от границ льда хорошо различимы;
- 4) $r = 0,6 \dots 1,0$ — четкие, выразительные сигналы.

Анализ ледовой обстановки показал, что для первых двух групп четко разграничить характеристику льда затруднительно. Им соответствует ледяной покров, имеющий разрушенность от 2 до 3 баллов включительно. Третьей группе соответствует лед с разрушенностью 3—4 балла, четвертой — до 4—5 баллов. Улучшение качества сигналов особенно заметно в интервале от 3 до 4 баллов.

После достижения льдом разрушенности 4—5 баллов изменение сигналов делалось неоднозначным: в большинстве случаев они оставались «хорошими», но иногда становились неустойчивыми вплоть до полного исчезновения сигнала от нижней границы. Начиная с момента обсыхания льда, сигнал от нижней границы льда становится различным относительно сигнала от верхней границы.

По-видимому, отраженный сигнал дает информацию и о физическом состоянии льда. Так, сигналы с $r \approx 1$ были получены на ледяном покрове вблизи устья рек, т. е. в зоне распресненных льдов. Сигналы от многолетнего припая в прол. Шокальского и двухлетних льдов к северу от Земли Франца-Иосифа соответствовали сигналам от однолетнего льда, но с большей (примерно на $0,5—1$ балла) разрушенностью. Надо отметить, что пресный лед даже при разрушенности 1—2 балла дает устойчивые показания, причем $r = 0,2 \dots 0,3$, вместо $r = 1,5 \dots 2,5$ зимой. Это подтвер-

ждает аэроледомерная съемка Енисейского залива и р. Енисей в начале июня 1977 г.

На рис. 5.15 приведена сводная таблица характерных сигналов от различных типов льдов в период летних испытаний 1976 г. Тонкий однолетний ($h_{\text{л}} = 50 \dots 60$ см) лед разрушенностью 3—4 балла (пролив о. Хейса) дает устойчивое раздвоение импульсов

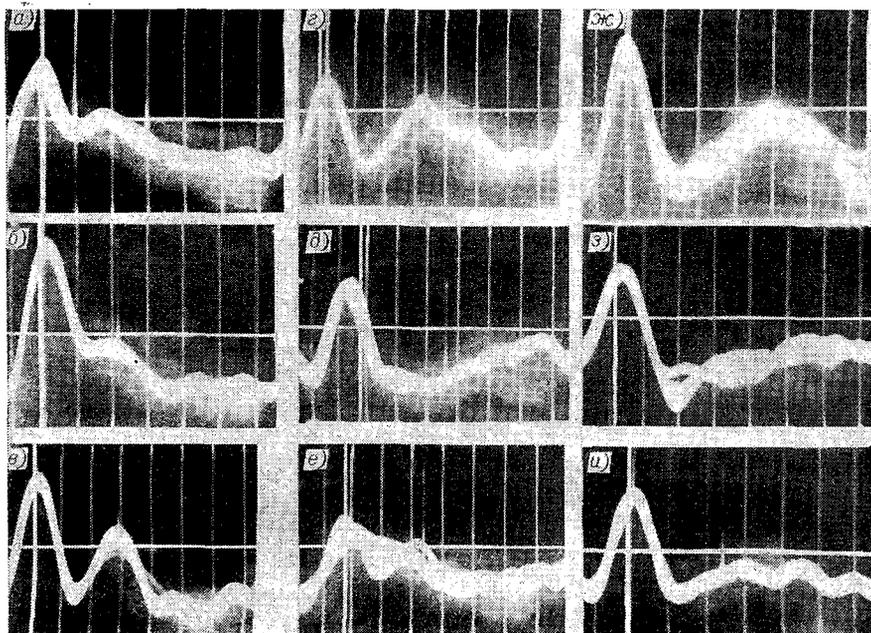


Рис. 5.15. Осциллограммы видеоимпульсных сигналов, отраженных от летнего морского льда.

a, б — сигналы от однолетнего льда разрушенностью 3—4 балла (пролив у о-в Хейса); *в* — сигнал от льда разрушенностью 4 балла (п-в Михайлова); *г* — сигналы от льда в устье реки; *д, з* — сигналы от многолетнего и двухлетнего льда (пролив Шокальского); *е* — сигнал от торосенного льда разрушенностью 3—4 балла (о-в Хейса); *ж* — припайный лед разрушенностью 3—4 балла (о-в Ушакова); *и* — припайный лед разрушенностью 2 балла (о-в Средний). 1 деление — 5 нс.

на «верхний» и «нижний» (рис. 5.15 *a, б*) при $r = 0,3 \dots 0,5$. В зоне торосения наблюдаются флюктуации этих сигналов и увеличение толщины льда до 100 см (рис. 5.15 *е*). Наиболее четкие сигналы ($r = 0,5 \dots 0,9$) наблюдались над льдом разрушенностью ближе к 4 баллам у п/о Михайлова (рис. 5.15 *в*) и вблизи устья рек (рис. 5.15 *г*). Припайный лед толщиной 140—150 см разрушенностью 3—4 балла (район о. Ушакова) дает хорошо различимый, но слегка флюктуирующий сигнал от нижней кромки (рис. 5.15 *ж*). Типичные сигналы от пакового и двухлетнего льда разрушенностью 2—3 балла показаны на рис. 5.15 *з*. Сигналы от таких льдов на грани разрешения ($r = 0,1 \dots 0,2$). Над льдом

разрушенностью 2 балла (припай о. Средний) получить информацию о его толщине не удалось из-за отсутствия однозначного сигнала, соответствующего нижней кромке льда (рис. 5.15 и).

Анализ параллельных наблюдений оператора и специалиста ледовой разведки показывает, что в летний период для двухлетних и однолетних морских льдов разрушенностью более 2 баллов имеются устойчивые радиолокационные сигналы от верхней и нижней границы льда. Для льда разрушенностью менее 2 баллов отдельные сигналы на грани разрешения наблюдаются только от пресного льда. Морской лед разрушенностью 0—1, 1, 1—2 балла в период испытаний отсутствовал, поэтому сигналы от него не исследовались.

Полученные сведения о толщине припая в районе, где проводились испытания видеоимпульсного измерителя, показывают хорошее их совпадение с результатами измерений, если ориентировочно принять переводной коэффициент $k = h_{\text{л}}/\Delta t = v_{\text{л}}/2 \approx \approx 7,5$ см/нс (эффективная скорость распространения радиоволн во льду $v_{\text{л}} \approx 150$ м/мкс). Порядок показаний измерителя не расходится и с визуальной оценкой. Данные результаты получили дальнейшее подтверждение при походе а/л «Арктика» (ныне «Леонид Брежнев») на Северный полюс в августе 1977 г.

5.5. Использование видеоимпульсного измерителя для ледовой разведки при плавании а/л «Арктика» на Северный полюс

Видеоимпульсный измеритель, зарекомендовавший себя в Арктике для ледовой разведки при температуре ниже -5°C в зимний и весенний периоды [13], был успешно проверен в 1976 г. в летний период при определенных стадиях таяния льда [33]. Это определило его использование в плавании а/л «Арктика» на Северный полюс в августе 1977 г., когда температура воздуха была в пределах $0 \dots -5^{\circ}\text{C}$, а разрушенность льда в приполюсном районе около 3 баллов.

В использованном варианте измерителя были предусмотрены два режима: режим синтезируемого видеоимпульсного сигнала (см. п. 3.2.1) и режим широкополосной обработки. В последнем случае сигнал на выходе приемной антенны, формируемый путем ударного возбуждения передающей антенны коротким видеоимпульсом, воздействовал не на систему узкополосных регулируемых по амплитуде и фазе каналов, а на широкополосный видеоусилитель, после которого был включен стробоскопический масштабный преобразователь времени. На рис. 5.16 а приведена осциллограмма видеоимпульсного сигнала после отражения от гладкой водной поверхности.

Резонансной частоте антенн $f_0 \approx 50$ МГц соответствует интервал между главным и ближайшими боковыми лепестками сигнала 20 нс. В связи с этим в режиме широкополосной обработки, как видно из рис. 5.16 б, в, временной интервал между главными



Рис. 5.16. Видеоимпульсные сигналы после широкополосного видеоусилителя.

а — отраженные от воды; б, в — от льда. 1 деление — 10 нс.

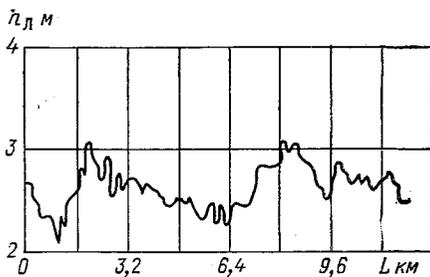


Рис. 5.17. Фрагмент профиля толщины льда вокруг Северного полюса 17/VIII 1977 г. при полете по кругу радиусом 2 км.

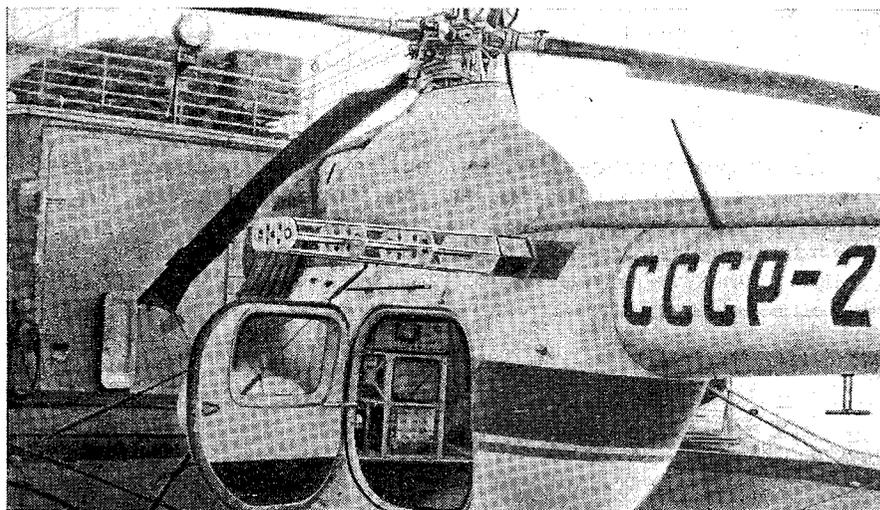


Рис. 5.18. Размещение видеоимпульсного измерителя на вертолете Ми-2 а/л «Арктика» во время плавания на Северный полюс.

лепестками, соответствующий устойчивому разрешению, превышал 20 нс. Если учесть, что скорость распространения радиоволн во льду $v_{\text{л}}$ может быть принята равной 150 м/мкс, т. е. соотношение между толщиной льда $h_{\text{л}}$ и интервалом между максимумами импульсов Δt удовлетворяет условию $h_{\text{л}} = 7,5 \Delta t$, то указанный интервал соответствует минимальной толщине 1,5—2,2 м. Такой режим обеспечивал практически все нужды ледовой разведки в районе плавания. Особенностью применяемого измерителя явилось использование режима автоматического и полуавтоматического съема, в процессе которого интервал Δt между максимумами двух импульсов, характеризующий толщину льда, преобразовывался в пропорциональное ему постоянное напряжение, питающее самописец, а также стрелочный прибор, установленный рядом с рабочим местом судового гидролога. При полуавтоматическом съеме производится ручное слежение за максимумом импульса, отраженного от нижней границы льда, с помощью маркера.

Фрагменты записи толщины льда в районе Северного полюса приведены на рис. 5.17. Обнаружено различие в общем характере отраженных сигналов для случаев многолетних и более молодых льдов. Наблюдаемое над старыми льдами резкое уменьшение амплитуды всего отраженного сигнала использовалось для идентификации вида льда.

Полученные результаты измерения толщины льда подтверждены бурением непосредственно на полюсе, а также визуальными оценками судового гидролога В. М. Лосева.

На рис. 5.18 *а, б* показаны общий вид и размещение аппаратуры на палубном вертолете а/л «Арктика».

5.6. Радиолокационные ледомерные съемки, проводимые с наземных и морских транспортных средств

5.6.1. Ледомерные съемки с помощью частотных измерителей, установленных на автомобиле. Частотные измерители семисантиметрового и трехсантиметрового диапазонов волн, о которых говорилось в п. 4.1.1, были разработаны М. И. Макуриным, К. И. Клемято, А. И. Смутовым под руководством М. И. Финкельштейна и установлены на автомобиле УАЗ-452 в целях проведения ледомерной съемки на речных переправах и автозимниках. Вынос антенн перед автомобилем 1,4 м, высота подвеса 1,1 м (рис. 5.19).

Информация о толщине льда отображалась на стрелочных индикаторах и на ленте самописца. Была также установлена звуковая сигнализация опасной толщины льда (ниже порога 15—30 см). Калибровка произведена по формуле (3.3), но с небольшим изменением в сторону занижения показаний (в целях повышения безопасности движения автомобиля по тонкому льду).

Оценка точности показаний в реальных условиях проводилась в районе г. Якутска в ноябре—декабре 1980 г. Для этого при

неподвижном автомобиле фиксировалось показание стрелочного прибора измерителя сперва над льдом, покрытым снегом, а затем над очищенным от снега под антенной. Далее измерялась истинная толщина льда; всего было сделано 99 контрольных замеров с бурением льда. Толщина льда в местах бурения 10—62 см. Девять контрольных бурений из 99 в оценку точности не включены (наледи, вода под снегом, лед с камнями и т. д.).

Результаты контрольных замеров характеризуются гистограм-

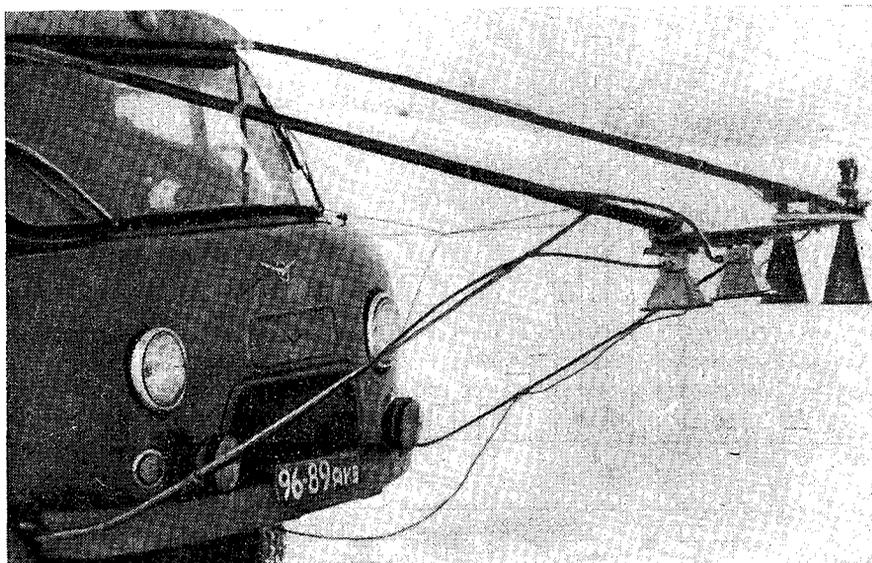


Рис. 5.19. Антенны частотного измерителя на автомобиле.

мой распределения абсолютных погрешностей $P(\Delta h_{\text{д}})$ (рис. 5.20). Анализ результатов показывает, что в 90 % контрольных замеров абсолютная погрешность не выходит за пределы ± 3 см. Как видно из рис. 5.22, закон распределения абсолютных погрешностей близок к нормальному (асимметрия объясняется занижением показаний при калибровке). Погрешности $+6$ и $+8$ см (всего 5,4 %) можно считать промахами измерений. Лишь в шести замерах из 90 (т. е. в 6,6 %), включая промахи, относительная погрешность превышает 10 % измеряемой толщины. Средняя квадратическая погрешность, вычисленная по 90 замерам, составляет

$$\sigma_h = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \Delta h_{\text{д}i}^2} = \sqrt{\frac{542}{90-1}} \approx 2,5 \text{ см.}$$

Было установлено, что сухой однородный зернистый снег (без ледяной корки) при толщине слоя до 29 см и снег, укатанный

колесами автомобилей (толщина слоя до 5 см) не оказывает существенного влияния на результат измерения толщины льда.

Сравнение двух вариантов частотных измерителей показывает, что семисантиметровый предпочтительнее трехсантиметрового при зондировании толстых и торосистых льдов, а также более влажных поверхностей. Однако трехсантиметровый измеритель с боль-

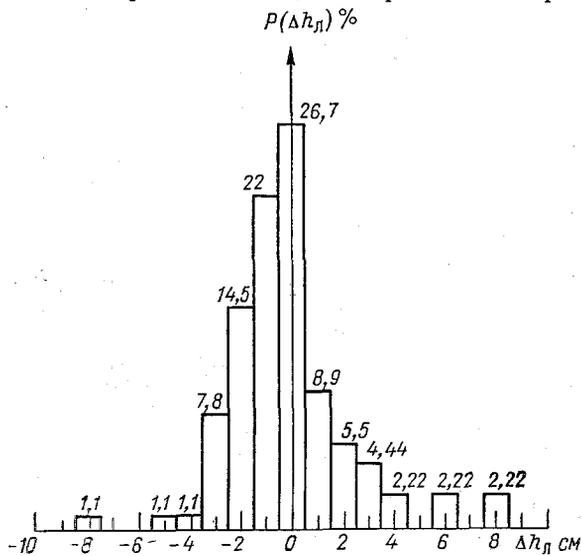


Рис. 5.20. Гистограмма распределения абсолютных ошибок частотного измерителя.

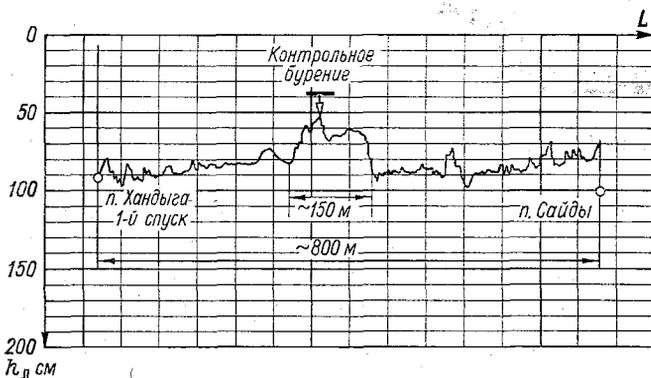


Рис. 5.21. Поперечный профиль ледяного покрова р. Алдана, снятый частотным измерителем 12/XII 1980 г.

шей девиацией частоты имеет меньшую минимально измеряемую толщину льда и позволяет получить более узкую диаграмму направленности антенны при меньших ее размерах.

Частотные измерители толщины льда на автомобиле использовались в производственных целях. При этом снимался профиль толщины льда на реках Алдане и Амге для прокладки переправ и автозимников. Снят также профиль толщины льда на перепра-

вах через реки Алдан и Лену. Один из профилей показан на рис. 5.21.

5.6.2. Радиолокационные съемки с поверхности льда. Если среда является проводящей, то эффективность подповерхностного излучения заметно повышается при расположении антенны непосредственно на поверхности. Действительно, при падении волны от бесконечно близко расположенной антенны, когда коэффициент отражения воздух—проводник равен -1 , поля прямой и отраженной волн уничтожаются и результирующее поле у приемной антенны равно нулю. Если же волна приходит к приемной антенне снизу, то коэффициент отражения границы проводник—поле равен $+1$ и поле у приемной антенны удваивается. Приведенное объяснение показывает достоинства зондирования с поверхности реальных сред, обладающих потерями. Сказанное относится, например, к слоям торфа [55]. Установка, аналогичная описанной в работе [55], была применена для зондирования с поверхности морского льда [25]. При этом содержащий 1,5 периода сигнал ($\tau_{\text{и}} \approx 15$ нс) формировался путем ударного возбуждения антенны, имеющей резонансную частоту $f_0 \approx 100$ МГц. Для зондирования использовались припай вблизи берега и две дрейфующие морские льдины.

Первая исследуемая ледяная поверхность располагалась на ровном припайном льду, покрытом слоем уплотненного снега толщиной 5—30 см, длиной около 500 м с толщиной льда 150 см и средней соленостью 3,35 ‰. Аппаратура размещалась в кузове автомобиля ЗИЛ-157, а антенная система буксировалась за автомобилем по поверхности льда, которая по всей длине в два ряда размечалась флажками, расположенными через 40 м. В этих местах проводилось контрольное бурение. Привязка результатов зондирования к контрольным точкам производилась путем включения калибрационных меток частотой 100 МГц в моменты проезда мимо флажков. Характерный сигнал на экране стробоскопического осциллографа показан на рис. 5.22 а. Здесь слева ($\approx 1,5$ периода) прямой сигнал, а справа ($\approx 0,5$ периода) — сигнал, отраженный от нижней границы льда.

На рис. 5.23 показан радиолокационный профиль нижней границы льда, полученный на фотопленке, которая протягивается пропорционально скорости передвижения антенны перпендикулярно линии развертки электронно-лучевой трубки с яркостной индикацией сигнала, отраженного от нижней или промежуточной границы льда (метод z -индикации). Так как начальная фаза сигнала, отраженного от воды, меняется на 180° , а яркостная индикация осуществляется положительными полупериодами сигнала, то, как видно из рис. 5.22 а, начальный импульс на рис. 5.23 воспроизводится двумя линиями. Поэтому отсчет Δt начинается от середины между ними.

Большое количество контрольных бурений и точная привязка к ним результатов радиолокационного зондирования позволили

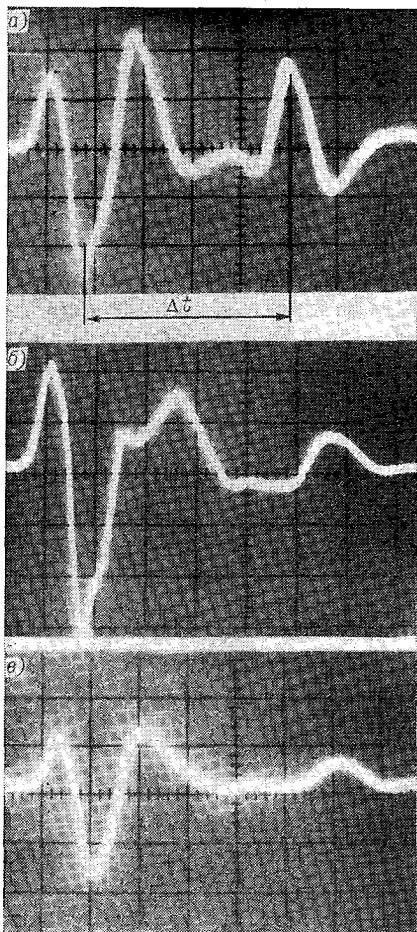


Рис. 5.22. Осциллограммы видеоимпульсов при положении антенны на поверхности льда различной толщины и солености.

a — 150 см, 3,35 ‰; *б* — 170 см, 5,17 ‰; *в* — 180 см, 4 ‰.

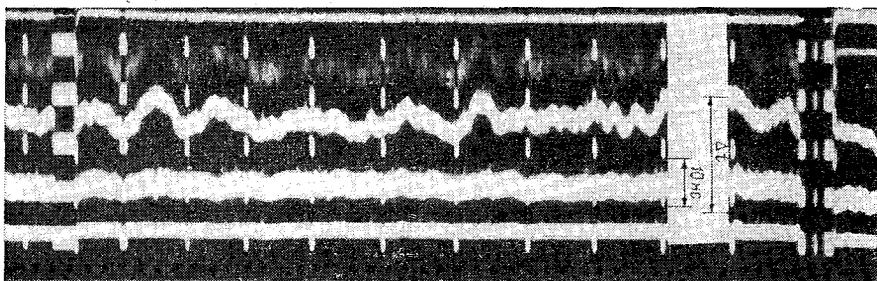


Рис. 5.23. Профиль ледяного покрова, полученный методом *z*-индикации.

провести статистическую обработку данных в целях определения средней скорости $\bar{v}_л$ -распространения зондирующего сигнала во льду. Расчет производился по формуле

$$\bar{v}_л = \frac{2 \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^i \Delta h_{лиj} / \Delta t_{ij}}{\sum_{k=1}^{n-1} k} = \frac{4 \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^i \Delta h_{лиj} / \Delta t_{ij}}{n(n-1)}$$

где $\Delta h_{лиj}$ — изменение толщины льда в j -й точке относительно i -й (здесь $i \neq j$); $\Delta t_{ij} = \Delta t_j - \Delta t_i$ — изменение временного запаздывания отраженного сигнала в j -й точке относительно i -й. При этом Δt_i и Δt_j определялись в каждой точке по временным диаграммам, а $\Delta h_{ли}$, $\Delta h_{лj}$ соответствовали измеренным с помощью бурений значениям с учетом поправки на разное приемной и передающей антенн. В данном случае $n = 12$. В результате было получено $\bar{v}_л = 147$ м/мкс.

Радиолокационное зондирование морских дрейфующих льдов осуществлялось при ручной транспортировке антенной системы по поверхности льда для одной (при солёности $S = 4$ ‰) и четырех ($S = 5,17$ ‰) точек бурения. Характерные сигналы, полученные при зондировании льда солёностью $S = 5,17$ ‰ и толщиной 170 см и $S = 4$ ‰ и толщиной 180 см, приведены на рис. 5.22 б и в соответственно. Искажение первого сигнала, приведенного на рис. 5.22 б, вызвано отражением от внутренней прослойки во льду, вскрытой контрольным бурением. Скорость распространения сигнала в дрейфующем льду оказалась равной 144 м/мкс для солёности $S = 5,17$ ‰ и 146 м/мкс для $S = 4$ ‰.

Результаты проведенных работ показали, что радиолокационный метод определения структуры льда с помощью наземной установки является эффективным и перспективным средством контроля внутреннего состояния ледяных поверхностей.

5.6.3. Измерение толщины льда с борта судов. Как уже отмечалось в п. 4.1.3, минимальная высота при использовании метода синтезируемого видеоимпульсного сигнала определяется длительностью сигнала передатчика, переходных процессов в корректирующем фильтре и «звона» элементов конструкции носителя. Поэтому для значительного сокращения минимальной высоты необходимо перейти от пачки импульсов к одиночным импульсам, использовать широкополосное устройство коррекции, например трансверсальный фильтр (см. п. 3.2.2), и выбрать соответствующее место для установки антенн. Сказанное явилось предпосылкой для экспериментов по измерению толщины льда устьевых участков рек и морского льда непосредственно с борта судна.

Эксперименты по определению возможности надежного наблюдения отраженных сигналов при расположении антенн в передней части корабля на высоте 7—8 м и на расстоянии 2—3 м от борта проводились в марте 1980 г. на ледоколе «Капитан Николаев», в марте 1981 г. на танкере «Лицевая», в апреле 1981 г. на

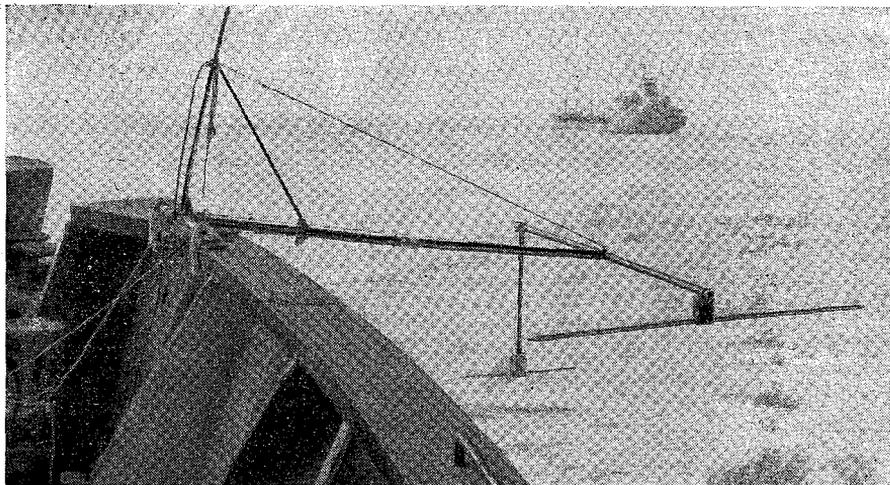


Рис. 5.24. Антенная система видеоимпульсного измерителя толщины льда, установленного на ледоколе.

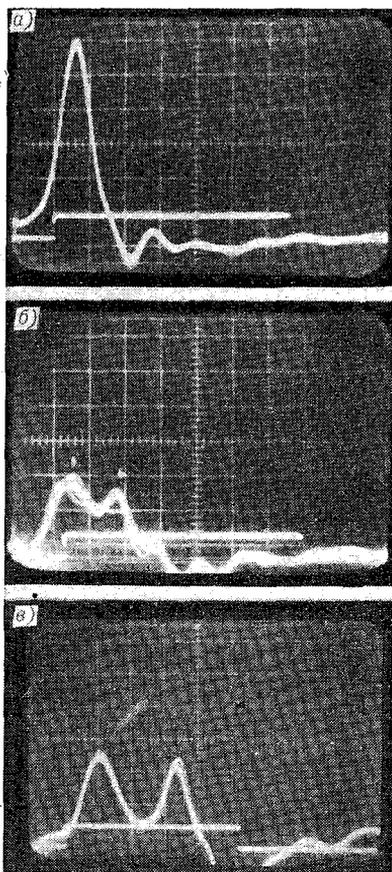


Рис. 5.25. Осциллограммы видеоимпульсных сигналов при зондировании с борта ледокола.

a — от водной поверхности, *б* — от морского льда (45 см), *в* — от морского льда (90 см). 1 деление — 5 нс.

а/л «Арктика» и в апреле 1982 г. на ледоколе «Красин». Макет толщиномер лда содержал передающую и приемную антенны, трансверсальный фильтр с 32 отводами на приборах с зарядовой связью с регулируемыми весовыми коэффициентами, стробоскопический преобразователь, а также блок автосъема.

Исследования показали, что при расстоянии между антеннами 2—4 м и удалении от борта судна 1,5—2 м при высоте подвеса 7 м можно устранить интерференцию сигналов, отраженных от льда и корпуса судна. Общий вид антенной системы приведен на рис. 5.24.

В экспериментальных работах в апреле 1982 г. на ледоколе «Красин» широкополосная коррекция осуществлялась после приемной антенны с помощью простой цепи в виде трех фильтров, формирующих амплитудно-частотную характеристику, близкую к огибающей на рис. 3.15 б:

$$K_{\text{пр}}(f) = K_{\text{рез}}(f) / [K_a(f)],$$

где $K_a(f)$ — амплитудно-частотная характеристика передающей антенны, определяющая спектр зондирующего сигнала; $K_{\text{рез}}(f)$ — результирующая амплитудно-частотная характеристика, соответствующая спектру требуемого сигнала.

В результате выбора характеристики $K_{\text{пр}}(f)$ путем подъема низкочастотных и подавления высокочастотных составляющих сигнала вблизи резонансной частоты антенны были получены хорошо скорректированные сигналы. Их осциллограммы на выходе приемной антенны при отражении от воды (а) и от льда (б, в) показаны на рис. 5.25. Они практически не отличаются от полученных с борта летательного аппарата методом синтезируемого видеомпульсного сигнала, а также при обработке с помощью трансверсального фильтра.

Приложение

Опытные аэроледомерные съемки, выполненные с помощью аппаратуры РКИИГА

№ п/п	Время проведения	Район проведения	Тип ледомерного аппарата	Бортоператор	Специалист ледовой разведки	Цель проведения	Тип измерителя
1	2	3	4	5	6	7	8
1	XI—XII 1973 г.	Карское море, Енисейский за- лив	Ил-14	Э. И. Лазарев, В. А. Пискунов	В. М. Лосев, Н. И. Комов	Ледовая разведка для обеспечения продленной навигации	Видеоимпульсный изме- ритель (модификация № 1)
2	III 1974 г.	Северный Ле- дovitый океан	Ил-14	Э. И. Лазарев	—	Поиск базы для высо- коширотной экспедиции	То же
3	III—IV 1974 г.	СП-22	Ан-2	То же	А. В. Провор- кин	Полигонные испытания	„
4	XI—XII 1974 г.	Карское море, Енисейский за- лив	Ил-14	„	К. Н. Кумачев	Ледовая разведка для обеспечения продленной навигации	Видеоимпульсный изме- ритель с устройством полуавтоматического съема на выносной стре- лочный прибор
5	III 1975 г.	СП-22	Ил-14	Э. И. Лазарев, В. А. Пискунов	—	Поиск базы для высоко- широтной экспедиции	Видеоимпульсный изме- ритель (модификация № 1)
6	II—III 1975 г.	р. Печора	Ми-4	В. Г. Глушнев, Б. Д. Слуцкер	А. Н. Чижов	Полигонные испытания	Радиоимпульсный изме- ритель (модификация № 1)
7	V—VI 1975 г.	а/л «Арктика»	Ми-2	Э. И. Лазарев	В. М. Лосев	Тактическая ледовая разведка	Видеоимпульсный изме- ритель (модификация № 1)
8	XI—XII 1975 г.	Карское море, Енисейский за- лив	Ил-14	Э. И. Лазарев, В. А. Пискунов	К. М. Кумачев	Ледовая разведка для обеспечения продленной навигации	То же
9	II—III 1976 г.	Юго-западная часть Карского моря	Ан-2	Э. И. Лазарев, А. П. Бокова	В. М. Воробьев	Обеспечение открытия сверххранной навигации	„

10	III—IV 1976 г.	реки Хатанга, Енисей, п-ов Таймыр	Ан-2	В. Г. Глушнев, Б. Д. Слуцкер
11	VII—VIII 1976 г.	Западный рай- он Арктики	Ил-14	Э. И. Лазарев
12	XI—XII 1976 г.	Карское море, Енисейский залив	Ил-14	Э. И. Лазарев, М. И. Макурин
13	I 1977 г.	То же	Ил-14	Э. И. Лазарев, В. П. Глотов
14	II—III 1977 г.	м. Харасавэй, Югорский шар	Ан-2	Э. И. Лазарев, В. Г. Глушнев
15	III 1977 г.	Печорская губа	Ан-2	То же
16	III—IV 1977 г.	Трасса БАМа, р. Лена	Ми-4	К. И. Клемято, А. Д. Черняв- ский
17	III—IV 1977 г.	Устье рек Оби, Енисея	Ан-2	Э. И. Лазарев, В. Г. Глушнев
18	VII 1977 г.	а/л «Арктика» поход на Се- верный полюс	Ми-2	Э. И. Лазарев, М. И. Фин- кельштейн
19	VI 1977 г.	Енисейский залив	Ил-14	Э. И. Лазарев, А. Н. Пешков
20	II—III 1978 г.	м. Харасавэй, Карское море	Ил-14	Э. И. Лазарев, В. В. Острове- нец
21	III—IV 1978 г.	Устье рек Оби, Енисея	Ан-2	Э. И. Лазарев, Н. Р. Соловьев, А. И. Смутов

А. Н. Чижев, В. В. Бородулин Н. И. Комов, С. А. Колесник	Аэроледомерные съемки, полигонные испытания Проверка возможности измерения летнего льда	Радиоимпульсный измеритель (модификация № 1) Видеоимпульсный измеритель (модификация № 1)
В. М. Булавкин	Ледовая разведка для проводки судов То же	Видеоимпульсный измеритель с автоматическим съемом толщины льда (модификация № 2) То же
Г. А. Ахрамович	Строительство ледового причала, прокладка дорог, ледовая разведка Ледовая разведка для постановки судов под разгрузку	„ „
А. Н. Чижев, В. В. Бородулин А. Г. Беликов, В. В. Викторов	Аэроледомерная съемка То же	Радиоимпульсный (модификация № 1) и частотный измерители Видеоимпульсный измеритель (модификация № 2)
В. М. Лосев	Ледовая разведка	То же
Н. И. Комов	Определение места вскрытия Енисейской перемычки	„
В. А. Харитонов, Г. А. Ахрамович, В. В. Пантелеев А. Г. Беликов, В. В. Викторов	Строительство ледовых причалов, ледовая разведка Аэроледомерная съемка	Видеоимпульсный измеритель (модификация № 3) То же

№ п/п	Время проведения	Район проведения	Тип ледового аппарата	Бортоператор	Специалист ледовой разведки	Цель проведения	Тип измерителя
1	2	3	4	5	6	7	8
22	III—IV 1978 г.	Трасса БАМа, реки Лена, Ангара	Ми-4	М. И. Макурин, К. И. Клемято, А. Н. Пешков	А. Н. Чижов, В. В. Бородулин	То же	Видеоимпульсный, радиоимпульсный (модификация № 2), частотный измерители
23	II—III 1979 г.	р. Волга, озера Онежское, Ладожское	Ми-8	А. И. Смутов, А. Н. Пешков, Н. Р. Соловьев	То же	„	Видеоимпульсный, радиоимпульсный (модификация № 2) измерители
24	II—III 1980 г.	Финский залив	Ми-8	То же	„	„	Видеоимпульсный, радиоимпульсный, частотный измерители
25	III—IV 1980 г.	Печорская губа	Ил-14	Н. Р. Соловьев, В. А. Пискунов	Н. Т. Шайсултанов, Д. А. Рева	„	Видеоимпульсный измеритель (модификация № 3)
26	IV 1980 г.	Обская губа, Енисейский залив	Ан-2	Н. Р. Соловьев, В. Н. Аристов	А. Г. Беликов	„	То же
27	II—III 1981 г.	р. Волга, озера Ладожское, Онежское, Финский залив	Ми-8	А. И. Смутов, Г. Н. Сычев	В. В. Бородулин	Аэроледомерная съемка	Частотные измерители
28	IV 1981 г.	Карское море, м. Лаптевых, устье рек Хатанги, Анабары, Лены, Яны, Оби, Енисея	Ил-14	В. В. Островнец, Э. И. Лазарев	А. Г. Беликов, А. П. Балабаев	То же	Видеоимпульсный измеритель (модификация № 3)