

24

М. Г. Деев

МОРСКИЕ

ЛЬДЫ

Москва - 2002

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. М. В. ЛОМОНОСОВА

Географический факультет

М. Г. Деев

МОРСКИЕ ЛЬДЫ

Учебное пособие

Издательство Московского университета
2002

УДК 551.46
ББК 26.221
Д26

Рецензенты: д-р геогр. наук, проф. **В. И. Соломатин**
канд. физ.-мат. наук **С. В. Писарев**

Деев М. Г.

Д26 **Морские льды: Учебное пособие.** — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. — 135 с.

ISBN 5-211-04684-6

Цель настоящего издания — дать представление об образовании льда из морской воды, свойствах морского льда, а также о физико-химических процессах, протекающих при формировании, жизни и разрушении морского ледяного покрова.

Пособие предназначено для студентов старших курсов, обучающихся по специальности океанология.

УДК 551.46
ББК 26. 221

ISBN 5-211-04684-6

© Московский государственный университет, 2002

ВВЕДЕНИЕ

ДЕСЯТКИ миллионов квадратных километров морей и океанов в приполярных районах Земли постоянно покрыты морскими льдами. Образование и существование морского льда в конечном счете определяется температурой поверхностного слоя воды, которая зависит от количества солнечного тепла, поступающего на поверхность океана, характера океанической циркуляции и некоторых других факторов. Тепловой баланс полярных районов земного шара складывается таким образом, что температура морской воды на поверхности в холодную половину года опускается до точки замерзания. В сочетании с низкой температурой воздуха это вызывает интенсивный процесс льдообразования, продолжающийся на протяжении нескольких месяцев и приводящий к формированию устойчивого ледяного покрова. Сплошной ледяной покров — сравнительно тонкий изолирующий слой между относительно теплым океаном и холодной атмосферой. Однако, изменяя величину и направление тепловых потоков, морской лед становится значительным климатообразующим фактором. Теплота, выделяющаяся при льдообразовании, смягчает суровость зимних условий, а поглощение того же количества тепла в процессе таяния льда снижает уровень летнего прогрева.

Образование и таяние обширных массивов морского льда создает и поддерживает механизм периодического осолонения и опреснения поверхностного слоя воды. В первом случае возникает соленостная конвекция, приводящая к перемешиванию слоя воды в десятки и сотни метров толщиной, тогда как во втором

случае создается устойчивая стратификация. Тем самым морской лед оказывает сильное влияние на процессы перемешивания. Часть морского льда уносится течениями далеко от места первоначального образования, что вызывает перераспределение в океане значительных масс солей.

В прибрежных участках ледовитых морей льды оказывают большое механическое воздействие на изменение морфологических характеристик береговой черты и дна. В процессе периодических подвижек крупных ледяных прибрежных масс создаются и видоизменяются специфические формы микрорельефа дна на отмелях участках.

Переход воды из жидкого состояния в твердое и обратно интересен еще с другой точки зрения. Хорошо известно, что вода представляет собой один из лучших растворителей и практически всегда содержит какие-нибудь примеси даже в пресных водоемах. Химически чистой воды в природе не существует. Лед, напротив, исключительно чистое вещество, кристаллическая структура которого не терпит никаких инородных включений. Иными словами, замерзание воды всегда способствует ее очищению.

Морские льды издавна привлекают к себе внимание человека, прежде всего как препятствие для мореплавания. Нет и никогда не было построено корабля, способного преодолевать любые ледяные преграды. Даже современные ледоколы с ядерными энергетическими установками, специально спроектированные и построенные для плавания в тяжелых льдах, вынуждены часто прибегать к услугам ледовых разведчиков, и стараются избегать идти "напролом" сквозь сплоченные поля паковых льдов. За долгую историю арктического мореплавания тысячи больших и малых кораблей были раздавлены льдами и сегодня от подобной участи не застраховано ни одно судно, отправляющееся в ледовый рейс.

Льды природных водоемов, образующиеся в результате замерзания (кристаллизации) воды при отрицательных температурах принято называть *конжеляционными*, в отличие от материковых льдов, образующихся из твердых атмосферных осадков и потому относимых к осадочным. Как следует из названия данного курса, далее имеются в виду главным образом именно конжеляционные льды. Исключение составляют айсберги – плавающие в море обломки глетчерного льда, имеющего осадочное происхождение,

а также некоторая часть начальных форм морского льда, образующегося в момент сильных снегопадов, то есть имеющего смешанное происхождение. Значительная доля многолетних морских льдов может быть отнесена ко льдам метаморфическим, испытывавшим в процессе существования значительные структурные изменения.

В России и Советском Союзе при подготовке океанологов всегда обращалось особое внимание на чтение курсов по морским льдам. Это и понятно, поскольку все моря России в той или иной степени ежегодно покрываются льдом. На кафедре океанологии МГУ им. М. В. Ломоносова курс "Морские льды" был изначально введен в программу обучения профессором Н. Н. Zubовым, одним из крупнейших специалистов в этой области. Научная деятельность Н. Н. Зубова была всегда связана с исследованием гидрологии арктических морей. Итогом его работы в этой области стала монография "Льды Арктики", изданная в 1944 г. Этот капитальный труд оказался исключительно долговечным и не потерял своего значения до настоящего времени.

За прошедшие годы многое изменилось. Неизмеримо выросли технические возможности исследователей в сборе и обработке информации о морских льдах. Собран огромный фактический материал в Арктике и Южном океане. Написаны десятки научных монографий. В то же время нет общепотребительного учебного издания по морским льдам, в котором бы кратко освещались все вопросы этой обширной темы.

Предлагаемое учебное пособие представляет собой изложение курса лекций, который автор читал студентам-океанологам географического факультета МГУ. Учитывая первый опыт в данном направлении, автор полагает, что ему не удалось избежать недостатков и готов выслушать все критические замечания сотрудников и студентов, которые сочтут возможным высказаться по этому поводу.

Автор признателен всем сотрудникам кафедры океанологии, способствовавшим выходу в свет настоящей работы, особую благодарность приносит В. С. Архипкину за большую помощь при подготовке рукописи к печати.

1. ЛЕД КАК ТВЕРДАЯ ФАЗА ВОДЫ

В привычном для нас диапазоне температур и давлений вода на Земле присутствует в твердом, жидком и газообразном состояниях, которые иначе называют фазами или фазовыми состояниями. Еще чаще мы называем их льдом, водой и паром. Переход воды из одного фазового состояния в другое сопровождается изменениями свойств на разных уровнях, вплоть до молекулярного. Поэтому, приступая к вопросу о механизме образования льда, прежде всего нужно вспомнить, что такое собственно вода или вода в жидкой фазе.

1.1. Вода и ее свойства

Вода, одно из самых известных и широко распространенных в природе Земли веществ, еще не может считаться достаточно изученной. Не существует и такой общепризнанной модели молекулы воды, используя которую можно было бы объяснить все свойства этого вещества. Поэтому некоторые из приведенных ниже сведений могут в будущем получить иное, нужно надеяться, более точное истолкование.

Молекула воды состоит из одного атома кислорода и двух атомов водорода. Относительно друг друга они располагаются так, что если ядра атомов соединить прямыми линиями, то образуется треугольник, у которого угол при ядре атома кислорода составит $104,5^\circ$ (по разным оценкам от $104^\circ 27'$ до $104^\circ 31'$). Расстояние между ядром атома кислорода и протонами составляет $0,96 \text{ \AA}$ (ангстрема*), при линейных размерах (диаметрах) самих атомов $2,8 \text{ \AA}$ (кислород) и $2,4 \text{ \AA}$ (водород). В первом приближении молекулу воды можно представить в виде объемной геометрической фигуры, составленной из трех взаимопроникающих сфер. Ее разрез в плоскости Н-О-Н представлен на рис. 1.1.

Реальная форма молекул определяется конфигурацией их электронных орбиталей. Десять попарно объединенных электронов в молекуле воды создают пять электронных орбиталей. Одна пара

* Ангстрем – внесистемная единица длины, употребляемая в атомной физике, для измерения расстояний, характерных для размера атомов, $\text{\AA} = 10^{-10} \text{ м}$.

вращается вокруг ядра атома кислорода по круговой и ближайшей к ядру орбитали. Четыре остальных создают объемную фигуру с четырьмя выступами, расположенными в вершинах тетраэдра. Два выступа вблизи ядра атома кислорода (рис. 1.2) несут отрицательные заряды, два других – около протонов – заряжены положительно.

Если точечные заряды в молекуле воды, изображенные на рис. 1.2, соединить прямыми линиями, получится геометрическая фигура, называемая тетраэдром, у которого все наклонные ребра будут одинаковыми, а верхнее – несколько короче нижнего. Характерное для воды расположение протонов относительно ядра атома кислорода и конфигурация электронных орбиталей создают электрический дипольный момент равный $6,2 \cdot 10^{-30} \text{ Кл} \cdot \text{м}$ (кулон на метр) или $1,86 \text{ D}$ (дебай).

Существование молекул воды в виде электрических диполей определяет многие характерные свойства воды, такие, как высокая растворяющая способность, диэлектрическая проницаемость и другие.

Атомы в молекуле воды удерживаются на своих местах ковалентной связью, возникающей в результате обобществления электронов. Энергия ковалентной связи

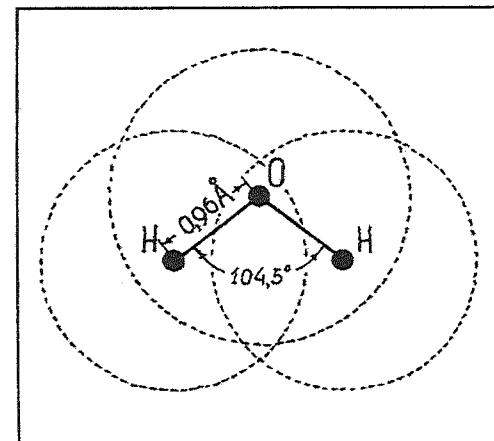


Рис. 1.1. Схематическое изображение молекулы воды в проекции на плоскость Н-О-Н

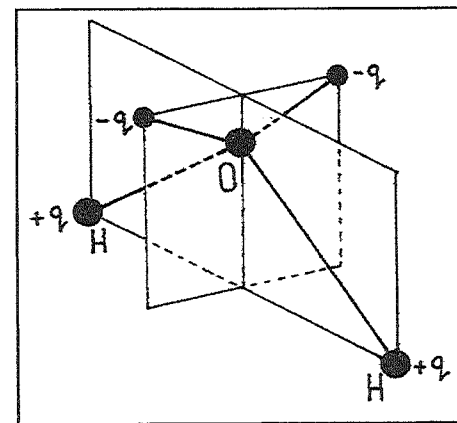


Рис. 1.2. Схема распределения электрических зарядов в молекуле воды

довольно велика и оценивается величиной порядка 100 кДж/моль, что объясняет большую устойчивость молекул воды. В жидкой фазе молекулы воды часто объединяются в цепочки из нескольких молекул, которые удерживаются водородными (электростатическими) связями. Длина водородной связи 2,9 Å, а энергетический уровень ее более чем на порядок ниже энергии ковалентной связи.

Области существования жидкой, твердой и газообразной воды можно продемонстрировать на фазовой диаграмме (рис. 1.3), построенной в координатах – давление (ордината) в атмосферах и температура (абсцисса) в градусах Цельсия. Три области фазовых состояний воды на диаграмме отделены каждая от соседней линиями фазовых переходов: плавления–кристаллизации между льдом и водой, кипения–конденсации между водой и паром, кристаллизации и возгонки между паром и льдом. На каждой линии раздела возможно одновременное существование двух соседних фаз.

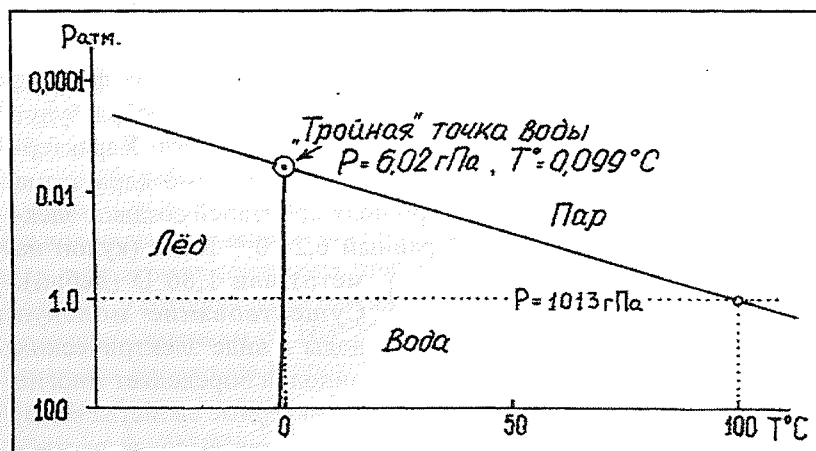


Рис. 1.3. Диаграмма фазовых состояний воды

Следует обратить особое внимание на линию раздела между водой и льдом. С увеличением давления температура плавления льда понижается, в чем проявляется одно из аномальных свойств воды (у других твердых веществ температура плавления с ростом давления повышается). На каждую атмосферу (1013 гПа) температура плавления льда понижается на 0,0075 °С. Эта зависимость нелинейная, кривая плавления имеет перегибы из-за разных крис-

таллических модификаций льда. При давлении 1500 атм температура плавления льда равна –14,1 °С.

Еще нужно подчеркнуть, что при фазовых переходах строго соблюдается устойчивость каждой фазы вблизи линий раздела, которая объясняется энергетическими барьерами между соседними фазами.

Линии фазовых переходов пересекаются в точке, где возможно одновременное существование пара, льда и жидкой воды. Эта точка, с координатами $P = 6,02$ гПа и $T = 0,0099$ °С, носит название *тройной точки воды*.

Переход воды из одного фазового состояния в другое сопровождается изменением ее энергетического уровня. Скрытая теплота испарения (конденсации) составляет 539 кал/г, или 2258 Дж/г (при 100 °С), скрытая теплота кристаллизации (плавления) значительно меньше и равна 79,7 кал/г, или 334 Дж/г (при $T = 0$ °С). Обе величины определены для нормального атмосферного давления $P = 760$ мм рт. ст. или 1013 гПа. Изменение энергосодержания воды в зависимости от температуры и фазового состояния представлено на рис. 1.4.

Если процесс фазового превращения идет в направлении лед – вода – пар, то он сопровождается поглощением энергии, а вещество переходит в менее устойчивое состояние. Обратный процесс

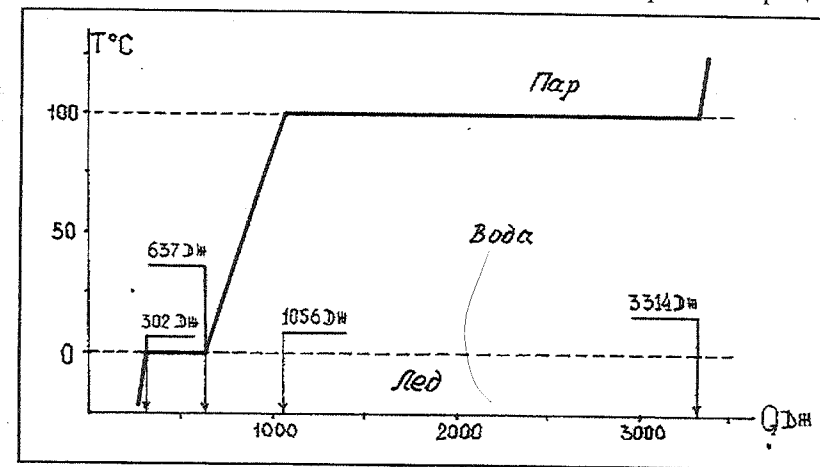


Рис. 1.4. Энергосодержание (Дж) одного грамма воды в зависимости от ее температуры и фазового состояния

сопровождается выделением энергии, поэтому образование льда с позиций термодинамики есть переход воды в наиболее устойчивое состояние.

1.2. Лед – кристаллическое вещество

Кристаллами принято называть твердые тела с трехмерной периодической атомной структурой, имеющие форму правильных симметричных многогранников. В строении кристаллов всюду соблюдается так называемый дальний порядок, в отличие от аморфных тел, в которых наблюдается только ближний порядок, как в жидкостях. Вода в твердой фазе представляет собой кристаллическое вещество, и замерзание воды есть процесс кристаллизации.

Слово “кристалл”, пришедшее в русский язык из греческого, буквально означает “лед”. В античное время найденные в горах большие кристаллы горного хрусталя были приняты за окаменевший лед. Много лет спустя, уже в эпоху позднего средневековья, стекло, изготовленное с добавлением свинца, за свою исключительную прозрачность получило название хрустального. Историческая ирония здесь состоит в том, что хрусталем (кристаллом) стали называть стекло – вещество по своей природе аморфное, не имеющее кристаллической структуры.

О том, что лед имеет кристаллическую структуру, догадывались давно. На эту мысль исследователей наводила форма снежинок, которые в спокойную безветренную погоду выпадают на землю всегда в виде шестилучевых звездочек. Собственно форма снежинок имеет бесчисленное количество разновидностей, но в основе каждой из них всегда можно рассмотреть шестилучевую звезду или шестиугольную пластину. Эта гексагональная структура была подмечена еще знаменитым астрономом И. Кеплером, который в 1611 г. написал специальный трактат “Новогодний дар. О шестиугольных снежинках”. Однако строгого подтверждения его гениальной догадки о кристаллической природе льда пришлось ждать почти триста лет.

Повсеместно и часто наблюдаемый нами в природе процесс замерзания воды сопровождается весьма существенным изменением многих ее свойств, на чем необходимо остановиться подробнее. В опытах охлаждения образцов воды замечается интересный

эффект. При понижении температуры до 0°C , дальнейшее охлаждение воды на некоторое время приостанавливается, хотя отвод тепла остается на прежнем уровне. Достигнутая нулевая температура сохраняется до окончания процесса выделения теплоты кристаллизации (334 Дж/г), после чего опытный образец превращается в лед и возобновляется дальнейшее понижение его температуры.

В лабораторных условиях отмечены случаи, когда относительно большие объемы воды удавалось охладить до -32°C без образования льда, а мелкие капли сохраняли жидкую структуру даже до -72°C . Этот процесс, называемый переохлаждением, переводит воду в неустойчивое или метастабильное состояние, противоречащее существованию жидкой фазы. Достигнуть переохлаждения удастся только с очень чистой водой, находящейся в полном покое. При малейшем сотрясении или попадании в такую переохлажденную воду хотя бы малейшего кристаллика льда начинается бурная кристаллизация, вся вода почти моментально превращается в лед, а температура образца скачкообразно поднимается до 0°C .

Итак, воду можно при соблюдении некоторых условий переохладить ниже точки замерзания без образования льда. Совершить обратное, перегреть ледяной кристалл невозможно! Всегда, во всех опытах плавление льда начинается сразу из множества центров, как только температура достигает точки плавления. Это явление объясняется с позиций теории вероятностей. Построить трехмерную, регулярную кристаллическую решетку, то есть создать “порядок” из “хаоса” можно только одним способом, который будет рассмотрен ниже. Если способ только один, то событие (строительство решетки) возможно, но маловероятно. И наоборот, разрушить кристаллическую решетку, превратить порядок в хаос можно бесчисленным количеством способов. Значит, вероятность такого события очень высока. Поскольку каждая система всегда стремится к состоянию наибольшей вероятности, то и лед превращается в воду, едва только получает необходимое количество теплоты.

Переход в твердое состояние приводит к изменению геометрии молекулы воды. Угол Н–О–Н увеличивается от $104,5^{\circ}$ до $109,5^{\circ}$. Одновременно сокращается длина водородных связей от $2,9 \text{ \AA}$ в жидкой воде до $2,76 \text{ \AA}$ в структуре льда.

При замерзании воды изменяются многие ее свойства, но особенно важным представляется скачкообразное уменьшение плотности. Заметим, что абсолютное большинство других тел ведут себя прямо противоположным образом, их плотность увеличивается при переходе из жидкой фазы в твердую. При температуре 0°C и давлении 1013 гПа плотность воды $\rho_w = 0,99987 \text{ г/см}^3$, а плотность льда $\rho_l = 0,9168 \text{ г/см}^3$. Из многих аномальных свойств воды, это девятипроцентное уменьшение плотности при переходе в твердую фазу играет исключительную роль в природе нашей планеты. Благодаря этому свойству, образующийся лед всплывает над жидкой водой. При противоположном соотношении плотностей лед заполнил бы все океанические и морские впадины, а относительно тонкий слой жидкой воды сохранился только в жарком поясе Земли. Именно плавучести льда Мировой океан обязан своим жидким сегодняшним состоянием со всеми вытекающими из этого свойства климатобразующими последствиями.

Аномально низкую плотность льда иногда пытаются объяснить существованием пустот в кристаллической решетке льда, но в таком случае по-прежнему остается неясным, почему твердый лед оказывается менее плотным, чем жидкая вода. Рассмотрим этот вопрос более подробно. Плотность вещества, как известно, определяется тем, насколько близко друг к другу расположены в нем соседние молекулы, каким образом они “упакованы”.

Предположим, что молекулы воды имеют сферическую форму, подобно бильярдным шарам, и сложены наиболее плотно. Существуют два способа плотнейшей упаковки сферических тел в объемные структуры, которые получили названия гексагональной плотноупакованной и кубической гранецентрированной. Количественной мерой плотности упаковки служит *координационное число*, которое есть число единичных элементов упаковки, ближайших к данному. При упомянутых выше плотнейших способах упаковки сферических тел каждый шар соприкасается с двенадцатью окружающими его шарами, следовательно, координационное число равно двенадцати.

Допустим, что молекулы воды упакованы столь же плотно. Тогда, зная размеры молекул, нетрудно подсчитать их количество в 1 см^3 . Умножив полученную величину на массу одной молекулы, получим значение плотности. Оказывается, что при плотной

гексагональной упаковке молекул плотность льда была бы равной $1,7 \text{ г/см}^3$. Очевидно, что молекулы льда упакованы значительно менее плотно, но как именно?

1.3. Кристаллическая структура льда

Кристаллическую структуру льда удалось “разглядеть” лишь после того, как была разработана методика рентгеноструктурного анализа (РСА). Немецкий физик Макс Лауэ (1879–1960), занимавшийся исследованием свойств рентгеновского излучения, в 1912 г. предложил метод, с помощью которого была открыта дифракция рентгеновских лучей на кристаллах. В ходе экспериментов, предложенных Лауэ, обнаружилась столь совершенная периодичность строения кристаллов, что их оказалось возможным использовать в качестве почти идеальных дифракционных решеток для рентгеновского излучения с длинами волн порядка одного ангстрема. РСА быстро вошел в арсенал физиков-экспериментаторов и, в частности, оказался мощным исследовательским средством в кристаллографии. С его помощью стали определять формы и размеры элементарных кристаллических ячеек, устанавливать группу симметрии и вычислять координаты базисных атомов. С помощью РСА была установлена и кристаллическая структура льда.

Молекулы в твердой фазе воды располагаются таким образом, что каждая оказывается окруженной четырьмя ближайшими, находящимися в вершинах правильной треугольной пирамиды или тетраэдра (рис. 1.5).

Расстояния от молекулы, расположенной в центре тетраэдра, до любой из четырех ближайших оказалось равным $2,76 \text{ \AA}$. Заметим, что

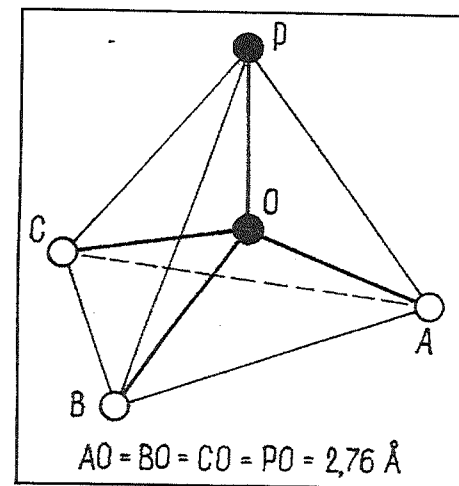


Рис. 1.5. Тетраэдрическое расположение молекул воды в кристаллической структуре льда

с помощью РСА установлено только точное положение атомов кислорода. Положение протонов в кристаллической структуре льда на сегодняшний день нельзя назвать строго определенным. Большинство исследователей этого вопроса сходятся на том, что протоны участвуют в построении кристаллической решетки, но фиксированного места в ней не занимают, располагаясь в одном из нескольких наиболее вероятных положений.

Пространственная кристаллическая решетка льда обязана своей регулярностью системе водородных связей, которые устанавливаются при выполнении некоторых условий, называемых правилами Бернала–Фаулера (по именам английских исследователей, высказавших оригинальную гипотезу расположения протонов) [17]. Согласно этим правилам, в структуре льда вблизи каждого атома кислорода должно находиться по два протона, в чем проявляется совершенство строения молекул воды. В то же время на линии каждой водородной связи должен находиться только один протон (проявление совершенства водородных связей). Этим правилам удовлетворяют шесть вариантов размещения протонов. В статистической модели Паулинга [18] все способы их расстановки полагаются равновероятными. Предполагается, что каждый протон совершает непрерывные перескоки между двумя наиболее вероятными местоположениями с частотой порядка 10 кГц . Эта статистическая модель считается наиболее полно отвечающей многим экспериментальным результатам. В дальнейшем, рассматривая кристаллическое строение льда, будем помнить, что расположение протонов носит вероятностный характер. Таким образом, в центрах и вершинах каждой тетраэдрической ячейки зафиксированы только положения атомов кислорода.

Нарушение правил Бернала–Фаулера влечет за собой неизбежные дефекты кристаллической структуры льда. Если атом кислорода будет окружен тремя протонами вместо двух, образуется положительный ион H_3O^+ , атом кислорода с одним протоном создает отрицательный ион OH^- .

Согласно положениям кристаллографии, молекулы вещества, выстраивающие тетраэдрические элементы, способны образовать только две кристаллические структуры: кубическую и гексагональную. При образовании льда реализуются обе структуры, но кубическая возникает главным образом при очень низких темпе-

ратурах (ниже -100°C), поэтому в реальных для земных условий диапазонах температуры и давления образуется лед гексагональной структуры. Всего к настоящему времени обнаружено более десяти разных модификаций льда (обозначаются римскими цифрами I, II, III и так далее), но большинство из них могут существовать только в лабораторных условиях или где-нибудь вне Земли (при давлениях в сотни и тысячи атмосфер). Привычный для нас лед, это так называемый лед I_h – гексагональный, кубический лед обозначается значком I_c .

По данным РСА координационное число для кристалла льда равно четырем. Это значит, что молекулы воды в состоянии твердой фазы упакованы не особенно плотно. Каково же координационное число для жидкой воды? Структура жидкости характеризуется ближним порядком, который означает неизменность среднего числа соседних молекул и величины среднего расстояния между ними. Ближний порядок зависит от температуры. В воде при температуре 4°C (температура наибольшей плотности) ближний порядок сохраняется на расстоянии около $8 \text{ \AA}$ от рассматриваемой молекулы, с повышением температуры это расстояние сокращается, а при понижении температуры увеличивается. Поскольку в жидкости нет фиксированного расположения молекул, координационное число в них определяется с помощью функции радиального распределения. Это статистическая характеристика, которая показывает среднюю концентрацию ближайших молекул в окрестностях рассматриваемой молекулы. Определенное таким образом координационное число для жидкой воды оказалось равным 4,4, а расстояние между соседними молекулами в среднем составляет $2,9 \text{ \AA}$.

Необходимо подчеркнуть, что молекулы воды, занимая в кристаллическом состоянии вполне определенные места, тем не менее испытывают непрерывные колебания вокруг узлов кристаллической решетки. Соответствующим образом изменяются и расстояния между молекулами, при постоянстве средних значений.

Если все водородные связи, объединяющие молекулы воды в кристалле льда, изобразить в виде сплошных прямых линий, то получится пространственная гексагональная решетка, две проекции которой представлены на рис. 1.6.

В верхней части рисунка показана проекция на плоскость, нормальную к главной оси симметрии кристалла. В кристаллографии

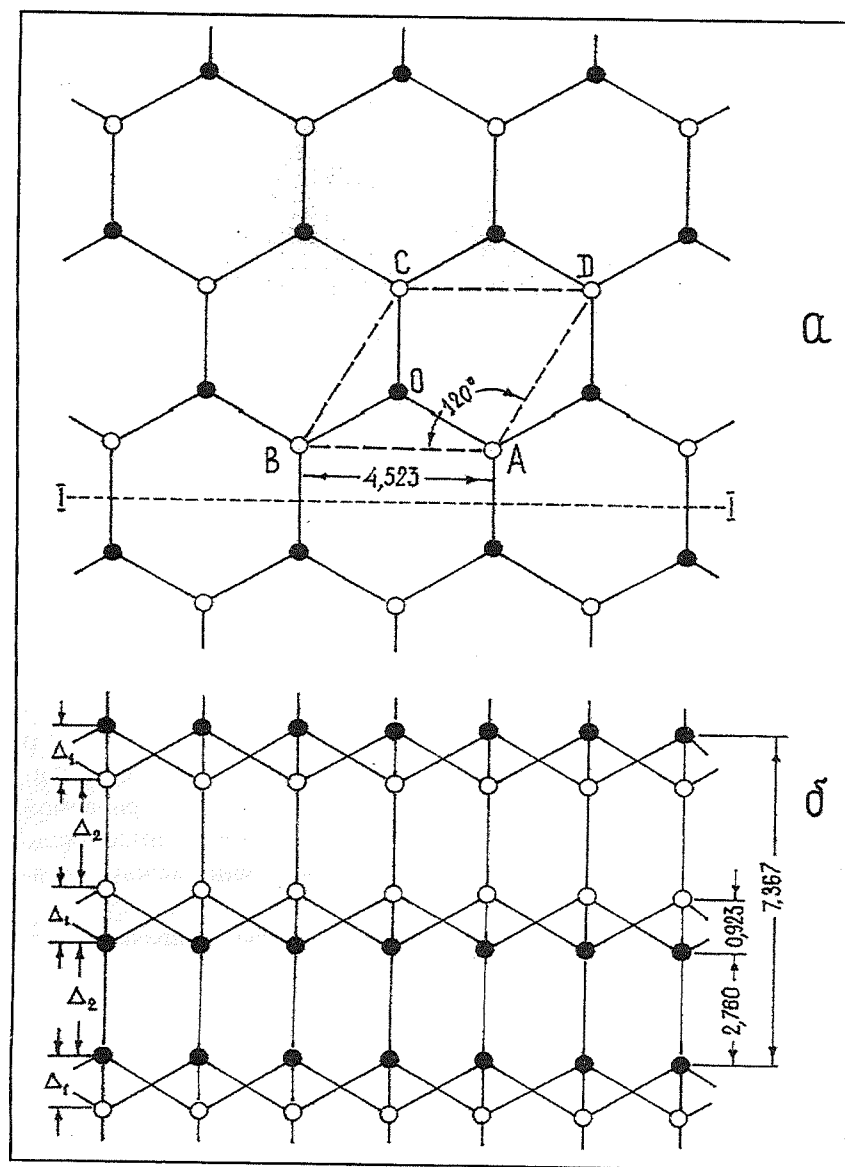


Рис. 1.6. Кристаллическая решетка льда в проекции на базисную плоскость (а) и сечение кристалла по линии I-I (б)

эта плоскость носит название базисной, а главную ось симметрии называют С-осью. Условно это изображение можно назвать “вид сверху”. В нижней части рисунка представлена проекция на плоскость, расположенную в направлении С-оси (сечение по линии I-I). Соответственно, эту часть рисунка назовем “вид сбоку”.

В каждой точке пересечения водородных связей располагается по одному атому кислорода. На рисунке атомы кислорода показаны белыми или черными кружками. Дело в том, что “белые” и “черные” атомы располагаются в двух параллельных плоскостях, отстоящих одна от другой на расстоянии $0,92 \text{ \AA}$ по вертикали (по С-оси). Это означает, что все связи, показанные на рис. 1.6.а, — наклонные к плоскости чертежа. На рис. 1.6.б (вид сбоку) в строении кристалла четко выделяются слои двух типов с разным характером водородных связей. Внутри слоя Δ_1 каждый атом кислорода соединен тремя водородными связями с ближайшими соседями. Подчеркнем, что все эти связи наклонные относительно плоскости чертежа. Внутри слоя Δ_2 количество связей втрое меньше, каждый атом кислорода здесь соединен с соседним атомом одной водородной связью, располагающейся в плоскости чертежа (либо параллельной ей). Описанная структура водородных связей приводит к тому, что свойства кристалла (например, прочность) оказываются разными в разных направлениях, то есть кристалл льда анизотропен. Кристалл льда легче деформируется или разрушается при усилии, направленном параллельно базисной плоскости, чем в том случае, когда усилие направлено вдоль С-оси.

Кристаллическая структура льда состоит из тонких чередующихся слоев, расположенных перпендикулярно С-оси и имеющих разную концентрацию молекул. Представим себе эти слои в виде стопы листов писчей бумаги. Если сдвигающее усилие направить вдоль листов, то они легко скользят относительно друг друга и стопа приобретает наклон. То же происходит, если лед подвергать напряжению сдвига параллельно базисной плоскости. При этом возникает пластическая деформация, лед “течет”. Если же давление направить по нормали к базисной плоскости, то есть параллельно С-оси, то сначала возникает упруго-пластическая деформация, а затем — хрупкая.

Объемную кристаллическую решетку льда можно представить сложной из элементарных ячеек, каждая из которых имеет вид

прямоугольной четырехгранной призмы с основанием в виде ромба с тупым углом 120° . Основание такой ячейки – ABCD, выделено пунктиром на рис. 1.6.а. Элементарный объем, занимаемый единичной ячейкой льда, изображен на рис. 1.7.

Латинскими буквами на этом рисунке обозначены все молекулы воды (атомы кислорода), полностью или частично входящие в ячейку. Водородные связи показаны сплошными линиями. Вершины призмы называются узлами решетки. Вид кристаллической структуры льда из каждого узла одинаков.

На рисунке обозначено 14 молекул, однако большинство из них принадлежит одновременно и соседним ячейкам. Рассмотрим, сколько же молекул воды приходится на объем одной элементарной ячейки льда? Каждая из восьми молекул, расположенных в вершинах призмы (A, B, C, D, E, F, G и H), принадлежит восьми соседним ячейкам, следовательно, в объеме рассматриваемой ячейки они присутствуют только одной восьмой частью своего объема. В сумме это дает объем одной целой молекулы. Расположенные на вертикальных ребрах призмы молекулы K, L, M и N одновременно принадлежат четырем соседним ячейкам каждая. В рассматриваемой ячейке они представлены одной четвертой частью своего объема,

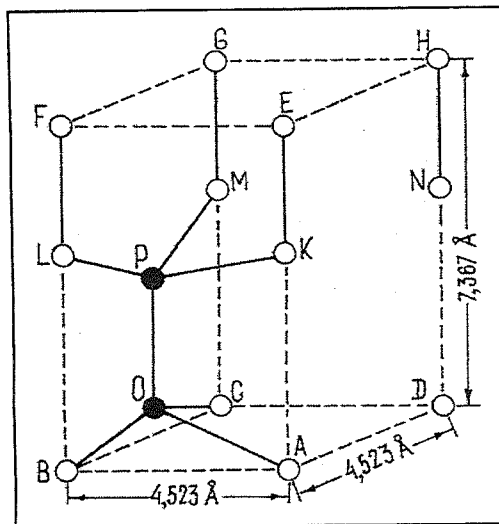


Рис. 1.7. Элементарная кристаллическая ячейка льда

ма, что в сумме также дает объем одной целой молекулы. Полностью внутри призмы расположены только две молекулы O и P. Таким образом, объем одной элементарной ячейки льда вмещает четыре молекулы воды. Зная число молекул, приходящихся на одну элементарную ячейку, можно определить объем, приходящийся на одну молекулу воды в кристаллической структуре, что позволит теоретически вычислить плотность льда.

Объем элементарной ячейки V_n есть произведение площади основания призмы (ромба со стороной $a = 4,523 \text{ \AA}$) на высоту $h = 7,367 \text{ \AA}$. Произведя соответствующие вычисления, получим, что объем элементарной ячейки составляет $130,521 \text{ \AA}^3$. Пространство такого объема занимают четыре молекулы воды. Соответственно, на одну молекулу в структуре льда приходится объем вчетверо меньший и равный $32,630 \text{ \AA}^3$ или $32,63 \cdot 10^{-24} \text{ см}^3$.

Тогда объем одной грамм-молекулы воды $V_{г.мол.}$ находится умножением найденной величины на число Авогадро:

$$V_{г.мол.} = 32,63 \cdot 10^{-24} \text{ см}^3 \cdot 6,022045 \cdot 10^{23} = 19,6499 \text{ см}^3.$$

Масса одной грамм-молекулы воды равна $18,0148 \text{ г}$, следовательно, плотность льда ρ , при температуре 0°C составляет $0,916788 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ или $916,788 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$.

Напомним, что значение плотности льда, полученное эмпирически, составляет $0,9168 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ или $916,8 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$. Можно убедиться, что результаты теоретических расчетов и эмпирических измерений совпадают почти полностью.

В заключение данного раздела необходимо подчеркнуть одну важную деталь. Может создаться впечатление, что молекулы воды в кристаллической решетке соединены какими-то осязаемыми связями в виде натянутых нитей. В реальности никаких видимых, тем более осязаемых связей нет. Молекулы занимают определенные места, в которых силы притяжения между ними уравновешены силами отталкивания. Сплошные линии, которыми изображены водородные связи на представленных рисунках, введены исключительно для наглядности картины.

1.4. Образование и рост ледяных кристаллов

После охлаждения до температуры замерзания в воде создаются условия для начала процесса льдообразования, который реализуется в одном из двух следующих вариантов. Следует различать самопроизвольную кристаллизацию, происходящую в гомогенной (однородной) среде, и вынужденную, характерную для гетерогенной (неоднородной) среды. Под гомогенной средой в данном случае нужно понимать чистую воду с исключительно низкой минерализацией и отсутствием инородных нерастворимых включений. Такая вода крайне редко встречается в природе. Гете-

рогенная среда, напротив, широко распространенная во всех природных водоемах Земли вода, с разной степенью минерализации вплоть до рассольных вод, включающая также многие инородные нерастворимые примеси в виде органического вещества и твердых минеральных частиц.

В случае образования льда на поверхности (самый распространенный случай) требуется дополнительная энергия на преодоление сил поверхностного натяжения. Если образуется внутриводный лед, нужно затратить энергию на преодоление упругого сопротивления, так как лед занимает больший объем, чем вода, из которой он образовался.

Опыты показывают, что для начала льдообразования в гомогенной среде, выполнение всех перечисленных выше условий оказывается недостаточным. Для возникновения самопроизвольной кристаллизации обычно требуется еще некоторое переохлаждение. Дело в том, что еще дополнительная доля энергии тратится на создание свободной поверхности раздела вода–лед. Такая поверхность разделяет две фазы одного вещества, находящиеся на разных энергетических уровнях. Переход между этими уровнями осуществляется с затратами энергии активации, под которой здесь понимается минимальная энергия, необходимая частице вещества для преодоления энергетического барьера между двумя фазами. В фазе жидкой воды практически все молекулы оказываются объединенными в небольшие группы посредством водородных связей так, что каждая молекула находится в своеобразной потенциальной энергетической яме. Для разрыва водородных связей и затрачивается энергия активации, происхождение которой объясняется с позиций теории флуктуаций кинетической энергии молекул.

Флуктуациями называются случайные отклонения физических величин от среднестатистических значений. В термодинамических системах флуктуации вызываются хаотическим тепловым движением частиц (молекул). Теория флуктуаций ограничивает применение термодинамических понятий лишь большими системами, состоящими из множества частиц. Закон возрастания энтропии (невозможность вечного двигателя 2 рода) справедлив для средних величин больших систем. Но возможны отдельные флуктуации из равновесного состояния в неравновесное, сопровождающиеся уменьшением энтропии.

С тех же позиций можно объяснить, почему льдообразование никогда не происходит равномерно во всем объеме, а начинается обычно из относительно немногих центров кристаллизации. Кинетическая энергия некоторых молекул в будущих центрах кристаллизации в результате происходящих флуктуаций может превысить активационный барьер, что позволяет сделать переход с одного энергетического уровня на другой. В этом случае молекулы начинают выстраивать элементарные гексагональные кристаллические ячейки, стремясь к созданию ледяных зародышей. Большинство образующихся ледяных кристаллов снова распадаются, плавятся, так как молекулы постоянно переходят с одного уровня на другой и обратно.

Начавшийся в какой-то точке процесс кристаллизации становится необратимым только в том случае, если зародыш достигает некоторого критического размера. Устойчивость ледяного зародыша определяется долей свободной поверхностной энергии в суммарном количестве энергии, заключенной в полном объеме тела. Удельная свободная энергия поверхности раздела вода–лед, образующейся при конгеляционном льдообразовании, зависит главным образом от степени переохлаждения и в среднем составляет от 0,9 до 3,6 мкДж·см⁻².

Известно, что свободная поверхностная энергия при неизменной температуре стремится к минимуму; капли жидкости, например, приобретают сферическую форму, поскольку шар имеет наименьшую площадь поверхности по сравнению со всеми другими фигурами равного объема. Наиболее подходящая форма для кристалла – многогранник. Но главное, чем больше размеры, тем меньше доля поверхностной энергии, а следовательно, устойчивее зародыш.

Согласно теоретическим расчетам, критический линейный размер зародыша должен составлять величину порядка нескольких десятков ангстрем. Следовательно, в зародыше, который не будет плавиться, должно выкристаллизоваться по меньшей мере несколько сотен молекул. Вероятность такого события очевидно невелика, и этим можно объяснить случаи сильного переохлаждения проб воды без образования льда, часто регистрируемые в лабораторных условиях. Становится понятным также и относительно малое число изначальных центров кристаллизации.

С появлением в воде ледяных зародышей критического размера заканчивается процесс кристаллизации в гомогенной среде. В среде появилась устойчивая поверхность раздела твердой и жидкой фаз, следовательно, утрачено свойство однородности. Среда стала гетерогенной.

Льдообразование в гетерогенной среде не случайно называется вынужденным и происходит значительно легче именно потому, что поверхность раздела фаз там существует изначально. Чаще всего это поверхность раздела между водой и минеральными или органическими включениями. Инеродные нерастворимые частицы разного происхождения и размеров, в изобилии наполняющие поверхностные слои воды всех природных водоемов, играют ту же роль, что и аэрозольные частицы в атмосфере, служащие центрами конденсации и кристаллизации водяного пара.

Главным условием дальнейшего роста возникшего ледяного зародыша является непрерывный отвод теплоты кристаллизации от граней растущего кристалла. Количество этой теплоты пропорционально числу молекул, выстраивающих грани кристалла. Каждая молекула твердого вещества является узлом кристаллической решетки. Число таких узлов, приходящееся на единицу площади поверхности кристалла, принято называть *ретикулярной плотностью*.

Растущий зародыш кристалла гексагонального льда I_h имеет форму прямоугольной шестигранной призмы, в которой базисные плоскости располагаются параллельно основаниям (рис. 1.8.а). Кристалл льда осесимметричен и его ось симметрии, или С-ось, проходит через геометрические центры оснований. Оптическая ось кристалла совпадает с направлением С-оси.

Растущие кристаллы льда могут объединяться с соседними, выстраивая игольчатые или пластинчатые конгломераты, как это представлено на рис. 1.8.б.

Кристаллы льда анизотропны и ретикулярная плотность на разных участках его поверхности разная. Наибольшая ретикулярная плотность наблюдается на базисной плоскости, наименьшая — на боковых гранях. Поэтому при равномерном отводе теплоты кристаллизации наилучшие условия для дальнейшего роста получают боковые грани кристалла. Каждая грань растет параллельно самой себе, что при выполнении всех условий кристаллизации, позволяет кристаллу сохранять классическую форму шестигранной призмы.

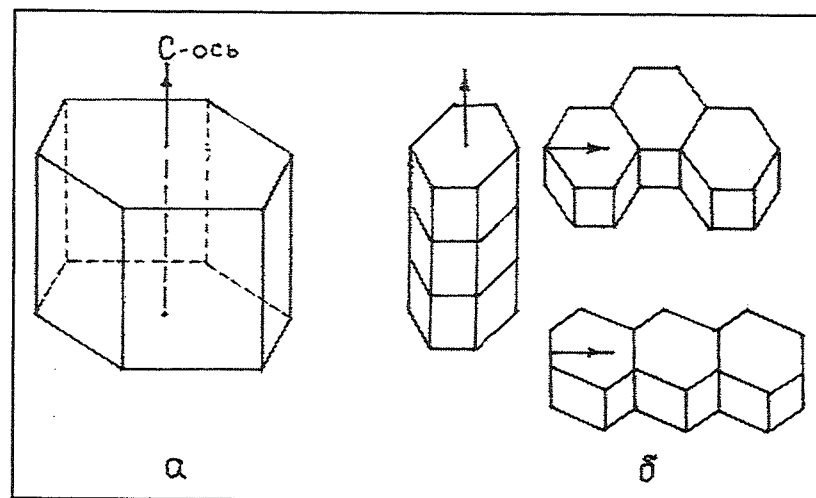


Рис. 1.8. Форма кристалла гексагонального льда I_h (а) и схема образования игольчатых и пластинчатых кристаллов (б)

Молекулы жидкости, окружающей растущий кристалл, могут оседать на его грани в любом месте, однако условия для прочного присоединения существуют не везде. Представим себе грань растущего кристалла (рис. 1.9) в виде прямоугольной пластины I, и на ней новый слой II, образующийся из элементарных частиц кубической формы.

Заметим, что оседающие на грань кристалла частицы очень малы, и по этой причине доля свободной поверхностной энергии в энергетическом балансе каждой из них в отдельности весьма велика. Частица 1, прикрепившаяся к грани кристалла только одной стороной, имеет свободными пять шестых своей полной поверхности, и вероятность того, что она не перейдет обратно в состав жидкой фазы, невелика. Гораздо предпочтительнее место присоединения частицы 2, у которой

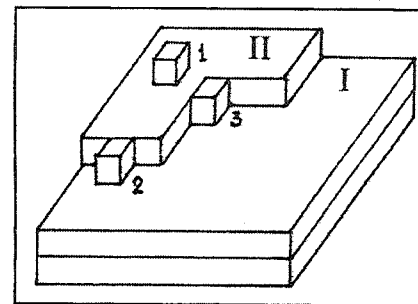


Рис. 1.9. Заполнение молекулярного слоя на грани растущего кристалла

только две трети поверхности остались свободными. Наконец, в наивыгоднейших условиях находится частица 3, у которой половина поверхности соединена с кристаллом.

Поэтому наиболее вероятно, что молекулы, выстраивающие новый слой на грани кристалла сначала заполняют всю поверхность грани и только затем начнут размещаться в следующем слое. Это подтверждается наблюдениями, когда кристаллизация проходит в спокойных условиях при равномерном охлаждении.

Однако в природных водоемах по мере того, как размеры кристалла увеличиваются, такие условия соблюдаются все хуже. Очевидно, что у ребер, а в особенности у вершин многогранника отвод теплоты кристаллизации осуществляется значительно быстрее, чем в центре любой грани. Следовательно, у вершин и ребер кристаллизация станет происходить интенсивнее. Это обстоятельство вызывает искажение первоначальной формы кристалла. Предпочтительный рост вершинных и реберных участков еще более ухудшает отвод теплоты кристаллизации от центральных частей граней.

Рост кристалла продолжается до тех пор, пока его грани или ребра не встретят преграду в виде аналогичных выступов соседних кристаллов. В реальных природных условиях чаще всего возникают игольчатые или пластинчатые кристаллики в виде дисков 2–3 мм в диаметре и толщиной в доли миллиметра. Увеличиваясь в числе, они сгущаются и образуют начальные формы льда.

В пресных водоемах льдообразование происходит проще и быстрее, чем в морских из-за прекращения конвекции после охлаждения воды ниже 4°C (температуры наибольшей плотности). Вода с более низкой температурой остается на поверхности и быстрее охлаждается до температуры замерзания.

Появление льда сначала наблюдается у берегов и на выступающих из воды камнях, из-за меньшей теплоемкости последних. При спокойной штилевой погоде образующиеся на поверхности воды ледяные кристаллы растут очень быстро (иногда со скоростью 2–5 м в минуту), смерзаются и создают тонкую, прочную корку пресного льда. Пресный лед очень прочен и уже при толщине 5–6 см способен выдерживать тяжесть человека. Значительно сложнее протекает процесс льдообразования в морской воде, что будет рассмотрено подробно в следующей главе.

2. ОБРАЗОВАНИЕ ЛЬДА ИЗ МОРСКОЙ ВОДЫ

Замерзает ли морская вода? Вопрос может показаться странным. Как же не замерзает, если огромные пространства морских и океанических акваторий в высоких широтах земного шара постоянно покрыты морскими льдами. В то же время давно замечено, что морской лед, особенно старый, двух-трехлетний, почти пресен. В чем же дело?

Проведем небольшой эксперимент. В морозильную камеру домашнего холодильника поместим две небольшие пластиковые бутылки, наполнив одну из них водой из водопроводного крана, а другую – морской водой. Через некоторое время выяснится, что вся пресная вода превратилась в лед, а в бутылке с морской водой сохранилось некоторое количество жидкости. Продолжая опыт достаточно долго, можно убедиться, что морская вода никогда не превращается в крепкий кусок настоящего льда, как в сосуде с пресной водой.

Подобный опыт в свое время неоднократно проводил М. В. Ломоносов. В “Рассуждении о происхождении ледяных гор в северных морях” он писал следующее: “Многokrato повторяя опыты, я нашел, что вода, в которой растворено столько же соли, сколько ее содержится в равном количестве морской воды, даже при самом сильном холоде не замерзает до твердого и чистого льда, но лишь застывает как некое сало, непрозрачное и сохраняющее соленость воды. То же произошло с настоящей морской водой, доставленной мне... с Нордкапа. Отсюда следует, что крепкий, прозрачный и пресный лед, из коего состоят ледяные поля, не может образоваться в самом море” [9]. Вывод о том, что морская вода не замерзает, тогда послужил толчком к созданию ошибочной теории существования открытого (свободного ото льдов) моря в районе Северного географического полюса, окончательно опровергнутой только в середине XIX века.

При описанных условиях результаты эксперимента и не могли быть иными. Во времена Ломоносова не были известны способы создания искусственного холода, великий ученый был вынужден использовать природный (зимний) холод, которого в климатических условиях Петербурга было явно недостаточно для проведения такого опыта. Основная же некорректность подобных экспериментов

заключается в попытке заморозить морскую воду в пространстве, изолированном от окружающей среды, в так называемой закрытой системе, лишенной возможности обмена веществом с соседним пространством. Всякий же природный морской водоем представляет собой открытую систему. Эти важные детали всегда нужно иметь в виду при рассмотрении вопросов образования морского льда.

Морские льды действительно образуются из морской воды, однако будет некорректно утверждать, что морская вода замерзает. При достаточно сильном охлаждении в морской воде образуются кристаллы химически чистого вещества H_2O , что вызывает повышение концентрации солей в оставшемся растворе и многие другие явления, которые будут подробнее рассмотрены ниже. Здесь же важно понять, что с появлением первых кристаллов льда начинается разделение среды на твердую и жидкую фазы, причем в определенных условиях непрерывно меняется не только концентрация растворенных солей, но и солевой состав.

2.1. Понятие об эвтектике

С точки зрения химика морская вода “представляет собой умеренно концентрированный смешанный раствор электролитов, содержащий столь большое количество ингредиентов, какое только можно себе представить” [16]. Это понятно, поскольку вода является одним из лучших растворителей в природе, но присутствие в водном растворе большого количества разных солей сильно усложняет процесс льдообразования. Поэтому образование льда для начала лучше рассмотреть на примере водного раствора какой-либо одной соли. Самой простой моделью морской воды в данном случае может служить раствор хлористого натрия, так как в солевом составе морских вод на долю именно этого вещества приходится более 85% массы.

Приготовим раствор 35 г поваренной соли в 965 г дистиллированной воды и станем его охлаждать. При достижении нулевой температуры никаких видимых изменений в растворе не произойдет, так как температура замерзания раствора ниже, чем чистого растворителя (в данном случае воды).

Точка замерзания есть такая температура, при которой упругости насыщающего пара жидкой и твердой фазы одинаковы. В то же

время упругость насыщающего пара над раствором всегда ниже, чем над чистым растворителем и, согласно закону Рауля, пропорциональна концентрации растворенного вещества. Снижение упругости насыщающего пара означает и понижение температуры замерзания. В водных растворах температурой замерзания считается такая, при которой в растворе появляются первые кристаллы чистого льда.

При заданной концентрации раствора (35‰) первый лед появится при температуре $-2,1^\circ C$ (рис. 2.1). Не будем забывать, что опыт ставится в закрытой системе, которая не обменивается веществом с окружающей средой. Появление льда означает, что началось увеличение концентрации раствора, так как часть растворителя перешла в твердую фазу. Чем выше концентрация раствора, тем ниже температура замерзания. Если прекратить дальнейшее охлаждение, то процесс образования льда также прекратится. В растворе установится равновесие между жидкой и твердой фазами, характерное для данной температуры и концентрации солей. При дальнейшем понижении температуры из раствора выделится дополнительное количество льда и, вместе с тем, увеличится концентрация солей.

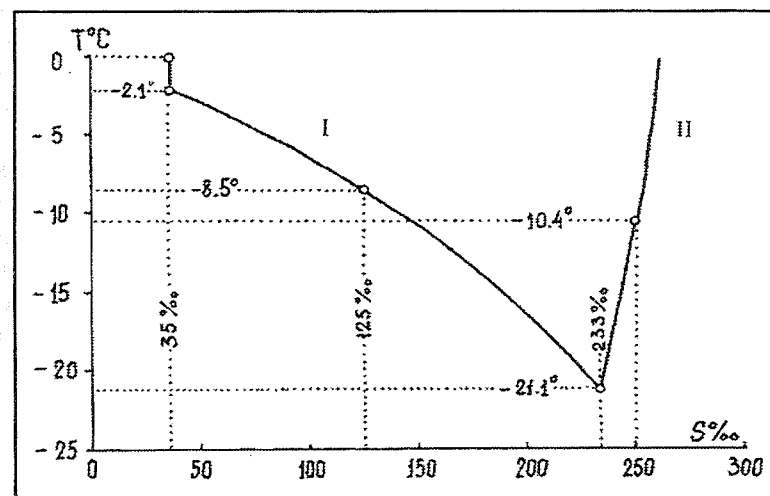


Рис. 2.1. Фазовая диаграмма охлаждения двухкомпонентных систем, представленных растворами поваренной соли в воде: I – слабый раствор с начальной солёностью 35‰, II – насыщенный раствор с начальной солёностью около 265‰

При понижении температуры до $-8,5^{\circ}\text{C}$ концентрация составит уже 125‰. Описываемый процесс будет продолжаться до тех пор, пока температура не понизится до отметки $-21,1^{\circ}\text{C}$, а соленость, соответственно, достигнет 233‰. При этих условиях концентрированный раствор (рассол) вместе с образовавшимися кристаллами пресного льда быстро превратится в сухую смесь, состоящую из льда и кристаллической соли (кристаллогидрата) хлористого натрия $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, называемую эвтектикой.

Эвтектика (от греч. eutektos – легко плавящийся) – высокодисперсная сухая смесь (как в описанном выше случае) двух и более твердых фаз, одновременно выкристаллизовывающихся из расплава (раствора) при фиксированной и наиболее низкой для данной смеси температуре T_3 , называемой эвтектической. Такая смесь нескольких твердых фаз, существующая при температуре ниже эвтектической, называется твердой эвтектикой или гипозэвтектикой. Это также и расплав, находящийся в равновесии с двумя и более твердыми фазами, еще называемый жидкой эвтектикой или гиперэвтектикой.

Хорошее представление об эвтектике необходимо в данном курсе по следующей причине. Льды полярных водоемов, образовавшиеся из морской воды, в изобилии содержат солевые ячейки, наполненные концентрированным рассолом. В таких замкнутых ячейках, представляющих собой закрытые системы, протекают эвтектические процессы в морских льдах.

Интересно проходит процесс кристаллизации при охлаждении насыщенного раствора поваренной соли, который в условиях комнатной температуры и нормального атмосферного давления имеет соленость около 265‰. В этом случае при понижении температуры растворимость соли уменьшается и из раствора начинает выпадать в осадок $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – дигидрат хлористого натрия. Соответственно, понижается концентрация раствора. При температуре $-10,4^{\circ}\text{C}$ соленость оказывается равной 250‰ и в это время образуются первые кристаллы льда. Получившаяся трехкомпонентная смесь состоит из раствора, льда и кристаллогидрата, а следовательно, представляет собой гиперэвтектику. При дальнейшем понижении температуры продолжает выпадать в осадок дигидрат хлористого натрия, образуются новые порции льда, но происходит это таким образом, что концентрация раствора по-

стоянно уменьшается. Когда температура достигнет отметки $-21,1^{\circ}\text{C}$, а соленость станет равной 233‰, образуется сухая смесь кристаллов соли и льда, то есть твердая эвтектика или гипозэвтектика.

Таким образом, показано, что для раствора поваренной соли в воде любой концентрации существует всегда одно и то же соотношение температуры и солености ($-21,1^{\circ}\text{C}$ и 233‰), называемое эвтектической точкой (см. рис. 2.1), при достижении которой образуется твердая эвтектика. Эвтектическая точка в водных растворах носит еще название криогидратной точки.

Явления, подобные описанным выше, наблюдаются и в опытах замораживания растворов других солей. Разница будет состоять в том, что температура кристаллизации в каждом случае оказывается другая, характерная для данной соли, как это видно из табл. 2.1. Следует подчеркнуть, что приведенные в указанной таблице эвтектические температуры, отмечаются только при замораживании двухкомпонентных систем (вода и соль).

Таблица 2.1

Эвтектические значения температуры водных растворов некоторых солей, входящих в состав морской воды [14]

Соль	Температура кристаллизации (эвтектическая), $^{\circ}\text{C}$	Кристаллогидрат
Na_2SO_4	$-3,5$	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
KCl	$-11,1$	KCl – безводный (!)
NaCl	$-21,1$	$\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
MgCl_2	$-33,6$	$\text{MgCl}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ или $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
CaCl_2	$-55,0$	$\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

2.2. Замораживание пробы морской воды

Температура замерзания зависит от солености морской воды и постепенно понижается с ростом солености, как это следует из табл. 2.2.

Соленость 24,695‰ определяет границу между солоноватыми и собственно морскими водами. При этом значении солености температура замерзания воды равна температуре ее наибольшей

плотности. В процессе морского льдообразования это исключительно важная характеристика.

Таблица 2.2

Температура замерзания T_z , °C, морской воды
с разной соленостью

Соленость S , ‰	10	20	24,695	25	30	35	40
Температура замерзания T_z , °C	-0,53	-1,07	-1,332	-1,35	-1,63	-1,91	-2,20

В солоноватых водах процесс плотностного перемешивания, развивающийся с началом охлаждения поверхностного слоя, прекращается еще до начала замерзания. В этом случае льдообразование начинается раньше и происходит интенсивнее. В морских водах при охлаждении с поверхности плотность продолжает расти до начала процесса образования льда, поэтому плотностная конвекция не прекращается, вызывая опускание охлажденных поверхностных вод, сменяющихся менее плотными теплыми подповерхностными водами. При одинаковой глубине места, погодных и климатических условиях начало процесса льдообразования в морской воде наступает позже, по сравнению с солоноватыми водами из-за того, что вода отдает большее количество тепла.

При охлаждении морской воды с соленостью 35‰ первые кристаллы льда появляются при температуре $-1,91^\circ\text{C}$. Лед обладает высокой селективностью и при образовании кристаллической решетки отторгает практически все соли, растворенные в морской воде. По мере образования массы пресного льда в слое льдообразования происходит повышение концентрации солей. Это вызывает увеличение плотности, и осолоненные объемы воды начинают погружаться. Но даже при очень медленном льдообразовании, все соли никогда не успевают стечь вниз и в виде небольших объемов рассола высокой концентрации оказываются окруженными со всех сторон кристаллами пресного льда.

Таким образом, в структуре морского льда появляются полости, заполненные рассолом. Первоначально они соединяются между собой узкими рассольными прожилками, но с понижением температуры, отделяются одна от другой непроницаемыми перемычками пресного льда и превращаются в замкнутые солевые ячейки.

Каждая такая ячейка представляет собой закрытую систему, в которой при изменениях температуры льда непрерывно происходят процессы кристаллизации, выпадения солей в осадок, плавления, перехода солей из твердого состояния снова в раствор. При достаточно низких температурах в солевых ячейках образуются сухие эвтектические смеси.

В лабораторных условиях неоднократно проводились опыты по моделированию эвтектических процессов, происходящих в солевых ячейках, для чего подвергались вымораживанию образцы морской воды. Подчеркнем, что в подобных опытах все соли остаются в смеси жидкой и твердой фаз в течение всего эксперимента и первоначальная масса пробы морской воды сохраняется неизменной.

Рассмотрим пример вымораживания 1 кг морской воды с соленостью 33,34‰, проделанного К. Гиттерманом [5]. Кристаллы пресного льда в воде такой солености появляются при температуре $-1,75^\circ\text{C}$. При дальнейшем понижении температуры быстро увеличивается масса пресного льда и начинает происходить очередное выпадение в осадок солей.

Важными особенностями осаждения солей являются следующие. Во-первых, в отличие от двухкомпонентных растворов (растворитель и соль) эвтектические точки сдвигаются преимущественно в сторону низких температур. Это объясняется присутствием в морской воде одновременно многих ионов, что изменяет свойства сложного раствора. Можно сказать, что в многокомпонентной системе, какой является морская вода, жидкая фаза (соли в виде раствора) сохраняется до более низких температур, чем в двухкомпонентной системе.

Во-вторых, осаждение солей происходит не при фиксированном значении температуры, как в двухкомпонентной системе, а в некотором, иногда достаточно широком диапазоне температур. Поэтому приводимые ниже пороговые значения температуры, в каждом случае означают лишь начало процесса осаждения соли и, строго говоря, эвтектическими точками не являются.

При охлаждении до температуры $-3,5^\circ\text{C}$ начинается кристаллизация углекислого кальция (CaCO_3). Однако из-за малого содержания этой соли в морской воде, ее осаждение не вызывает существенных изменений солености рассола. Концентрация солей в жидкой фазе в это время уже превышает 50‰, и морская вода

переходит в разряд рассолов. Напомним, что рассольными называются воды в диапазоне соленостей от 50 до 250‰.

При температуре $-7,3^{\circ}\text{C}$ начинается процесс кристаллизации глауберовой соли ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). К этому моменту концентрация рассола увеличивается до 12% (120‰). Система стала трехфазной (лед, рассол и кристаллическая соль), а следовательно, представляет собой жидкую эвтектику.

Выпадение в осадок соли из сложного раствора нарушает ионное равновесие в рассоле. По этой причине кристаллизация отдельной соли происходит неравномерно, с разной скоростью, и на некоторых этапах часть кристаллогидрата может переходить обратно в рассол.

При понижении температуры до -15°C рассол насыщается сульфатами кальция, и эта соль начинает частично переходить в кристаллическое состояние. Однако самые значительные изменения концентрации и массы рассола начинаются при достижении температуры $-22,6^{\circ}\text{C}$, при которой наступает процесс кристаллизации хлористого натрия. Содержание этой соли в шесть раз превышает сумму всех остальных солей, растворенных в морской воде, и ее переход в твердое состояние резко изменяет соотношение твердой и жидкой фаз в рассоле, что можно проследить по данным табл. 2.3.

Здесь еще нужно обратить внимание на интенсивность нарастания массы пресного льда (колонка 2). Доля твердых (выпавших в осадок) солей до начала осаждения хлористого натрия составляет доли процента, так что масса твердой фазы практически есть масса пресного льда.

Поваренная соль переходит в твердое состояние в виде дигидрата хлористого натрия ($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). К этому моменту в составе жидкой фазы остается менее 120 г рассола. Зависимости концентрации и массы рассола от температуры изображены в виде двух кривых на рис. 2.2. Обе кривые имеют характерные перегибы при температурах около 8 и 23°C ниже нуля.

Выпадение в осадок хлористого натрия приводит к резкому уменьшению массы рассола. Интересно, что выход из состава жидкой фазы более 20 г соли сопровождается образованием такого количества пресного льда (потерей жидкой воды), что концентрация остающегося рассола не только не увеличивается, но даже несколько уменьшается (см. колонку 4 в табл. 2.3).

Таблица 2.3

Соотношение жидкой и твердой фаз и концентрация рассола при вымораживании морской воды (по данным К. Гиттермана [5])

Температура, $^{\circ}\text{C}$	Масса твердой фазы (лед и соль), г	Масса рассола, г	Концентрация рассола, %
1	2	3	4
-1,8	—	1000,0	3,28
-5,6	648,2	351,8	9,24
-7,6	726,4	273,6	11,94
-9,5	768,1	231,9	13,34
-10,6	790,4	209,6	14,67
-12,3	809,0	191,0	15,51
-15,0	830,7	169,3	17,55
-17,0	847,4	152,6	19,38
-22,6	882,4	117,6	23,04
-24,2	931,2	68,8	22,75
-26,0	951,1	48,9	22,76
-28,0	959,6	40,4	23,35
-30,8	966,4	33,6	23,95
-32,2	967,3	32,7	24,13
-34,2	972,6	27,4	24,50
-35,5	974,2	25,8	24,84

После понижения температуры ниже -35°C масса рассола составляет менее 26 г, а его концентрация приближается к 25%. Нужно обратить внимание на изменение солевого состава рассола в морском льду по мере осаждения главных ионов. Это одно из самых примечательных свойств морского льда при низких температурах — изменение солевого состава жидкой фазы путем разделения солей на твердые и оставшиеся в составе рассола.

При охлаждении ниже -36°C продолжается выпадение из рассола оставшихся в нем солей. Далее приводятся значения температуры их кристаллизации по данным Э. Паундера [14].

Хлористый калий начинает осаждаться при температуре $-36,8^{\circ}\text{C}$ в виде безводной соли. Это единственная соль, не образующая кристаллогидрата при переходе в твердое состояние.

Кристаллогидрат хлористого магния ($\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$) обнаруживается при $-43,2^{\circ}\text{C}$. При наиболее низкой температуре (-54°C) переходит в твердое состояние хлористый кальций ($\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). При температурах ниже -55°C визуально уже невозможно определить

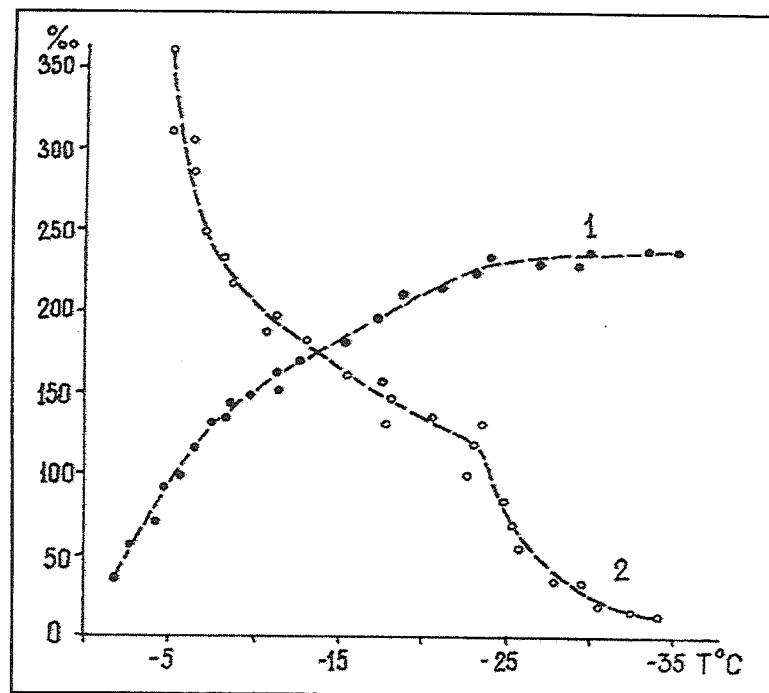


Рис. 2.2. Изменение концентрации и массы рассола при вымораживании морской воды: 1 — концентрация солей в г/кг (‰) рассола, 2 — масса рассола в г/кг (‰) вымораживаемой воды

наличия жидкой фазы. Вся проба морской воды представляется перешедшей в твердую фазу. Однако следы рассола удается обнаруживать при тщательных лабораторных исследованиях до температуры -80°C .

Из этого можно заключить, что в реальных природных условиях морской лед всегда содержит некоторое, хотя и очень малое, количество рассола даже при очень низких температурах.

Наибольшее количество рассола содержится в молодом, только что образовавшемся, морском льду (табл. 2.4). В темных ниласовых льдах количество рассола составляет почти 20% массы. Поэтому молодой морской лед всегда отличается высокой эластичностью и влажной поверхностью, чего никогда не наблюдается при образовании льда в пресных водоемах.

Таблица 2.4

Количество рассола в морском льду, г/кг [13]

Соленость S_t , ‰	Температура $T (^{\circ}\text{C})$							
	-4	-6	-8	-10	-15	-20	-25	-30
4	58	40	32	27	20	16	8	4
8	116	80	63	54	40	33	16	9
15	218	150	119	102	76	61	30	16
20	291	200	158	135	101	82	40	22

В настоящем разделе основное внимание было уделено процессам, происходящим в солевых ячейках. Общая характеристика солености морского льда будет подробно освещена в следующей главе, посвященной свойствам морского льда.

3. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОРСКОГО ЛЬДА

Свойства морского льда определяются строением его кристаллической решетки, присутствием солей и других инородных включений, структурой льда и характером внешних условий. Продолжительность существования морского льда от момента начала льдообразования и до полного перехода в жидкую фазу в среднем составляет от нескольких месяцев до трех-четырех лет. Все это время во льду происходят непрерывные изменения структуры, содержания солей, идут эвтектические процессы, происходят различные механические перемещения. Перечисленные процессы вызывают непрерывное изменение свойств льда. Отсюда следует главная особенность морских ледовых покровов — исключительно высокая изменчивость всех физико-химических и механических свойств льда.

В данном разделе курса кратко охарактеризованы только самые основные свойства льда, без знания которых трудно, если вообще возможно, правильно понять процессы становления, жизни и разрушения ледяного покрова.

3.1. Соленость

Соленость морского льда есть характеристика, в известной степени, искусственная. Практически она определяется как соленость

воды, полученной от расплавленного образца морского льда. Фактически же, распределение солей в массиве морского льда всегда дискретное, в виде заполняющего солевые ячейки рассола и находящихся там же твердых солей – кристаллогидратов. Соленость рассола сильно зависит от температуры льда. При низких температурах не только растет концентрация рассола, но меняется также и его солевой состав. Все это резко отличает привычное для океанологов понятие солености в применении к морскому льду.

Под соленостью морского льда S_i принято понимать отношение массы находящихся в нем солей M_c к общей массе льда M :

$$S_i = \frac{M_c}{M}. \quad (3.1)$$

Величина солености молодого льда существенно зависит от условий льдообразования. Растущие кристаллы чистого льда стремятся вытеснить все инородные частицы, которыми прежде всего оказываются ионы солей. Это приводит к осолонению, увеличению плотности жидкой фазы и возникновению конвекции. Часть солей в результате этого процесса всегда успевает покинуть слой льдообразования. Отсюда следует первое важное заключение – соленость морского льда всегда ниже солености той воды, из которой лед образовался.

Чем ниже температура воздуха и сильнее ветер, тем быстрее образуется лед, тем меньшее количество рассола успевает вытечь в воду, тем выше соленость молодого льда. При прочих равных условиях соленость образующегося льда всегда выше при снегопадах. Пропитываясь морской водой, снежинки быстро смерзаются с соседними и удерживают соленую воду в многочисленных полостях, образованных перегородками из пресного льда. Этот вид льда особенно часто образуется в антарктических морях. Но даже при самом интенсивном льдообразовании соленость льда всегда значительно ниже солености воды в месте образования за счет вытекания рассола. В среднем соленость молодого, только что образовавшегося льда примерно в 1,5–1,7 раза меньше солености воды и быстро уменьшается со временем.

Основная масса солей в морском льду находится в жидком состоянии в виде рассола, наполняющего солевые ячейки. Именно она, в конечном счете, и определяет соленость льда. Большая часть

образующегося рассола вытекает в процессе льдообразования, пока мощность льда невелика, а лед весь пронизан сообщающимися тонкими прожилками, наполненными рассолом. В этот период, продолжающийся в среднем один–два месяца, соленость льда непрерывно уменьшается.

С наступлением зимних холодов рассольные прожилки перекрываются перемерзками пресного льда и превращаются в замкнутые солевые ячейки. В продолжение 5–6 зимних месяцев с устойчивыми низкими температурами соленость льда почти не изменяется (рис. 3.1). В самих солевых ячейках при изменениях температуры ледяного массива непрерывно идут процессы кристаллизации и плавления пресного льда, сопровождающиеся изменением концентрации рассола, выпадением в осадок и обратным переходом в раствор некоторых солей. Поскольку эти процессы происходят в замкнутых ячейках (закрытых системах), то они не оказывают влияния на изменение солености льда, а проявляются только в выделении или поглощении эквивалентных количеств теплоты кристаллизации.

Процесс опреснения морского льда начинается уже в момент льдообразования и продолжается непрерывно, особенно усиливаясь в теплое время года. Надводные слои многолетних арктических льдов опресняются настолько, что такой лед можно использовать для приготовления пищи, то есть его соленость менее 1‰. Однако полного опреснения морского льда по всей толще никогда не происходит главным образом по двум причинам. Во-первых, большая часть ледяного покрова находится ниже уров-

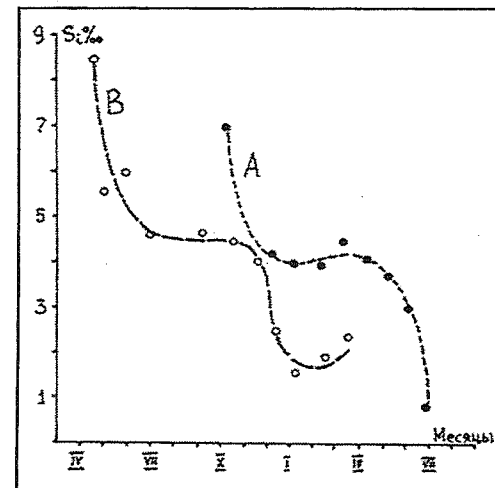


Рис. 3.1. Характер сезонных изменений солености морского льда (S_i) в Арктике (A) и Антарктике (B), по данным Б. Савельева [15]

ня воды. В теплое время года, когда более плотный рассол вытекает из ледяного массива в воду, его место занимает морская вода, которая поднимается до ватерлинии льдины, а по тонким капиллярам и значительно выше. Поэтому в подводных частях льдин морские соли присутствуют всегда. Во-вторых, морской лед стаивает преимущественно сверху, а намерзает снизу. Иными словами, многолетние льды за время теплого сезона более всего теряют (за счет таяния) верхние, наиболее пресные слои. В зимнее время толщина этих ледяных полей восстанавливается в результате намерзания снизу слоя молодого соленого льда. Таким образом, вертикальный градиент солености в ненарушенном массиве морского льда всегда направлен вниз.

При быстром льдообразовании некоторая часть солей оказывается вытесненной на поверхность молодого льда, отчего последний всегда бывает покрыт тонким пленочным слоем жидкого рассола. Особенно долго такой поверхностный рассол сохраняется в том случае, когда он оказывается под слоем свежевывающего снега. При достаточно низких температурах в слое поверхностного рассола начинают идти эвтектические процессы. Рассол скоро превращается в сухую смесь кристаллогидратов и кристаллов чистого льда. При тихой погоде в этом случае на поверхности льда вырастают так называемые ледяные цветы в виде веточек из игл пресного льда с кристалликами солей на концах. Они, как правило, быстро разрушаются ветром и переносятся на другое место. При повышении температуры кристаллические соли на поверхности молодого льда снова переходят в жидкую фазу и постепенно исчезают, просачиваясь в толщу льда.

При ледоисследовательских работах помимо общей солености льда вызывает интерес его фазовый состав, а прежде всего количество и соленость рассола. Вспомним, что все морские воды представляют собой сильно разбавленные (слабые) растворы и имеют постоянный солевой состав. Из этих условий следует, что при понижении температуры морской воды любой солености сначала всегда образуются кристаллы чистого льда, и только затем начинают выпадать в осадок соли, каждая в определенном, только ей свойственном, диапазоне температуры. Отсюда выведено правило, сформулированное шведским геофизиком Ф. Мальмгреном [10]: "При каждой температуре, концентрация и состав

рассола будут почти одинаковы для всякой морской воды, независимо от первоначальной солености".

Интересное наблюдение, дающее представление о количестве и солености рассола, Мальмгрен проделал в мае 1924 г. в Восточно-Сибирском море во время дрейфа норвежской шхуны "Мод". Во льду была вырублена яма площадью 0,5 м² и глубиной 1 м. На поверхности льда поблизости никаких следов воды не наблюдалось. Спустя сутки, яма оказалась доверху заполненной рассолом с соленостью 51‰. Соленость окружающего льда составляла 3‰, соленость морской воды подо льдом была 28‰. Результаты этого опыта показывают, как велики пористость льда и скорость миграции рассола, если через поверхность площадью около 3 м² вытекает в среднем 20 литров рассола в час.

Рассмотрим теперь возможности определения отдельных фазовых характеристик морского льда, так или иначе связанных с содержанием в нем солей.

Соленость рассола S_p есть отношение массы растворенных солей M_{pc} к массе рассола M_p :

$$S_p = \frac{M_{pc}}{M_p} = \frac{M_{pc}}{M_{ж} + M_{pc}}, \quad (3.2)$$

где $M_{ж}$ — масса жидкой воды в рассоле.

Если предположить, что изменения концентрации рассола, происходящие при колебаниях температуры льда, не изменяют общего количества солей, заключенных во льду, то будет справедливым соотношение между массой рассола, общей массой льда, соленостью льда и соленостью рассола, предложенное Н. Zubовым [7]:

$$M_p = M \cdot \frac{S_i}{S_p}. \quad (3.3)$$

Из этого выражения следует, что в 1 кг морского льда соленостью S_i содержится S_i/S_p граммов рассола и $(1 - S_i/S_p)$ граммов пресного льда.

Массу пресного льда M_n можно определить из соотношения:

$$\frac{M_n}{M} = 1 - \frac{S_i}{S_p} + \frac{M_{тс}}{M \cdot S_p} \cdot (1 - S_p), \quad (3.4)$$

где $M_{\text{тс}}$ — масса кристаллических (твердых) солей, выпавших в осадок.

Если температура льда выше -7°C , то соли в твердом виде в морском льду практически отсутствуют. Во всяком случае, их количество настолько мало, что сравнимо с точностью определения солёности льда. В диапазоне температур от -7 до -17°C , при солёности льда 10‰ масса твердых солей составляет от 0,5 до 1,0 г на 1 кг льда.

Масса кристаллических солей во льду есть разность между общим количеством солей и той их частью, которая находится в рассоле:

$$M_{\text{тс}} = M \cdot S_i - M_p \cdot S_p. \quad (3.5)$$

Появление в составе морского льда при низких температурах кристаллических солей в сочетании с вертикальной миграцией рассола приводит к изменению солевого состава льда. Это явление вызывается селективностью эвтектического механизма в морском льду, когда разные соли выкристаллизовываются из рассола при разных температурах. В результате морской лёд обогащается солями с более высокой эвтектической температурой. Карбонаты кальция и натрия, переходя в твердое состояние, выбывают из процесса миграции солей и накапливаются в верхних слоях льда, что ведет к повышению щёлочности. Одновременно лёд обедняется солями с низкой эвтектической температурой, которые продолжают миграцию вместе с рассолом.

Это обстоятельство необходимо учитывать в случае химического определения солёности титрованием по хлору. Содержание хлора, эквивалентное солёности морской воды, не будет таковым для солёности морского льда, просуществовавшего больше одной зимы.

Итак, солёность морского льда всегда значительно меньше солёности воды в месте образования льда. Солёность льда непрерывно уменьшается в процессе старения льда, но морской лёд никогда не бывает совершенно пресным. С течением времени солевой состав льда становится отличным от солевого состава вод открытого океана. Отсюда следует вывод о необратимости процесса морского льдообразования. Вода, образующаяся при таянии морского льда, не идентична по солёности, а иногда и по составу солей той воде, из которой лёд образовался.

3.2. Температура

Морской лёд существует как тонкий изолирующий слой между теплым океаном и холодной атмосферой. Поэтому главным отличительным свойством его температурного поля являются исключительно высокие значения вертикальных градиентов температуры, достигающие в зимнее время до нескольких десятков градусов на метр. Нигде больше в атмосфере и океане такие температурные контрасты не отмечаются на столь малых расстояниях.

Температура нижней поверхности льда, соприкасающейся с водой, мало подвержена колебаниям за все время существования ледяного покрова, зависит от солёности подледного слоя воды и численно равна температуре замерзания. Температура поверхности льда при отсутствии снега почти всегда равна температуре воздуха. В данном случае речь идет о температуре тонкого надледного слоя воздуха, которая может несколько отличаться от стандартно измеряемой температуры воздуха. Эта характеристика подвержена большим межсезонным колебаниям в диапазоне температур от самых низких для данного района до равных температуре плавления льда.

Температура поверхности льда не может быть выше температуры плавления (условие существования льда). Отсюда следует, что тепловой поток в ледяном покрове практически всегда направлен из океана в атмосферу. Характер изменения температуры ледяного покрова в течение года хорошо виден на вертикальных профилях и графиках годового хода, представленных на рис. 3.2 и 3.3. Минимум температуры, наблюдаемый в разгар зимы на поверхности, с началом весеннего прогрева постепенно смещается в среднюю часть ледяного массива.

Большие перепады температуры по вертикали создают условия вертикальной миграции солевых ячеек в направлении температурного градиента. Следует вспомнить, что тепловой поток и градиент температуры имеют разнонаправленные векторы. Тепловой поток всегда направлен от более нагретого тела к менее нагретому, тогда как градиент температуры ориентирован в направлении наибольшего увеличения характеристики. В морском ледяном покрове в зимнее время градиент температуры направлен вертикально вниз.

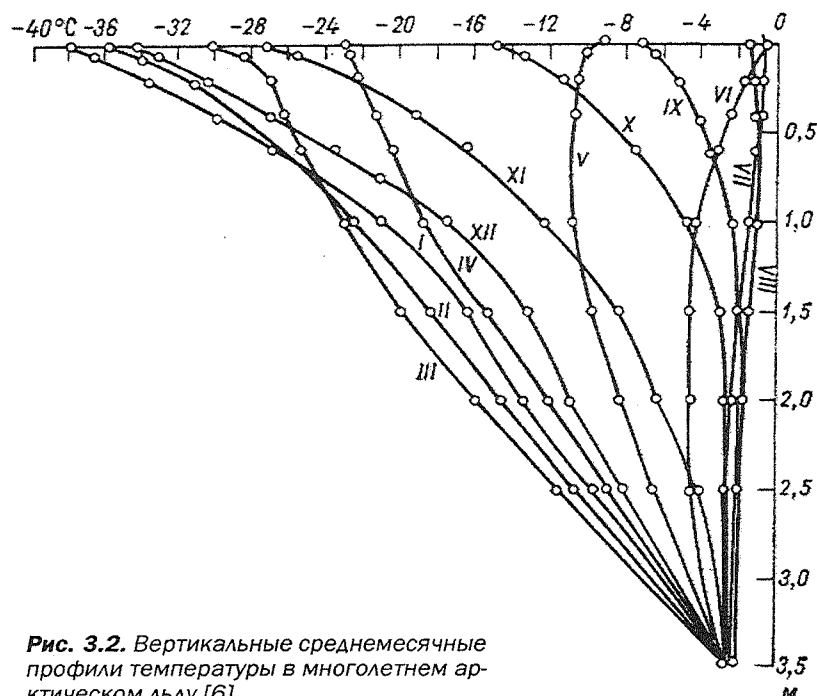


Рис. 3.2. Вертикальные среднемесячные профили температуры в многолетнем арктическом льду [6]

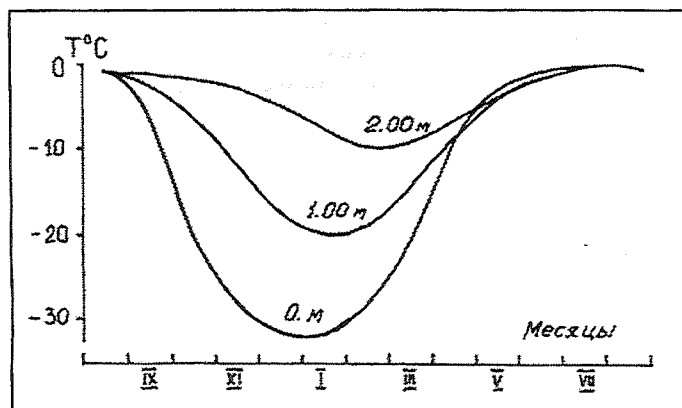


Рис. 3.3. Годовой ход среднемесячной температуры льда на разных горизонтах [10]

Солевые ячейки в массиве льда имеют преимущественно вертикальную ориентацию. При сильном выхолаживании у поверхности температура в верхней части солевой ячейки опускается быстрее, чем у ее основания (рис. 3.4). При этом нарушается равновесное состояние рассола и создаются условия для кристаллизации дополнительного количества пресной воды. Появление новой порции льда означает уменьшение количества пресной воды в рассоле и увеличение концентрации последнего. Часть рассола с увеличенной концентрацией, имея большую плотность, погружается в нижнюю часть ячейки. Повышение там концентрации рассола в сочетании с более высокой температурой приводит к плавлению некоторой порции льда и соответствующему углублению ячейки.

При больших перепадах температуры, описанные процессы протекают непрерывно, приводя к постепенному смещению солевых ячеек вниз, достижению некоторыми из них поверхности раздела вода-лед и вытеканию рассола в воду. Описанный механизм, в конечном счете, приводит к уменьшению солености льда.

Теоретически можно обосновать и прямо противоположное движение солевых ячеек к надводной поверхности льда. Подобный случай в принципе возможен в летнее время, когда температура льда на границе с атмосферой близка к 0°C (лед здесь почти пресен), а на нижней поверхности на $1-1,5^\circ\text{C}$ ниже. Тогда солевая ячейка должна двигаться вверх, но практически этого не происходит. Из-за малой величины температурного градиента скорость перемещения вверх будет пренебрежимо мала, к тому же при температурах, близких к точке плавления льда, количество замкнутых ячеек с рассолом быстро уменьшается. Ячейки соединяются между собой сетью каналов и трещин так, что основное движение рассола будет направлено вниз силами гравитации.

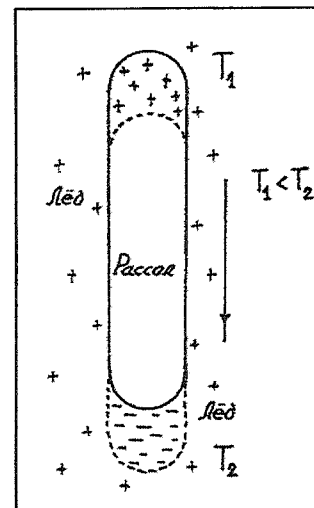


Рис. 3.4. Схема миграции солевой ячейки в направлении температурного градиента

ции. Исключение в этом случае представляют только очень узкие каналы, по которым рассол будет подниматься вверх за счет капиллярных процессов.

3.3. Теплоемкость, теплота плавления и теплопроводность

Теплоемкость вещества, как известно, определяет соотношение между количеством поступающего к нему тепла и соответствующим изменением его температуры. В практической деятельности находят удельную теплоемкость, которая численно равна такому количеству тепла, сообщаемому единице массы вещества, которое повышает температуру тела на один градус. Теплоемкость обычно обозначают латинской буквой C , ее размерность – Дж/(кг·град). Раньше для этой цели широко употреблялась единица калория (1 кал = 4,19 Дж). Далее употребляется размерность теплоемкости C – Дж/(г·град).

При изменении температуры тела меняется его объем, поэтому различаются между собой теплоемкости при постоянном давлении (C_p) и при постоянном объеме (C_v). Первую еще называют изобарной, вторую – изохорной. Различие этих характеристик для пресного льда составляет около 2%. Изменение температуры сильно сказывается на разнице теплоемкостей воздуха, где C_p больше C_v примерно на 30%. Но в массивах морского льда воздух обычно наполняет замкнутые полости и его объем практически не меняется. При ледовых исследованиях в большинстве случаев можно не учитывать различий между C_p и C_v , поскольку фазовый состав льда в большинстве опытов определяется с меньшей точностью.

Удельная теплоемкость пресного льда C_n примерно в два раза меньше теплоемкости воды и может быть рассчитана как функция температуры по формуле:

$$C_n = 2,12 + 0,0078 \cdot T \quad (T \text{ в } ^\circ\text{C}). \quad (3.6)$$

Если исследуемое вещество неоднородно по составу, его теплоемкость складывается из теплоемкостей составляющих компонентов. Морской лед представляет собой как раз многокомпонентное вещество, которое кроме чистого (пресного) льда содержит в своем составе рассол, соли в твердом состоянии (кристаллогидраты) и

различные газы. Кроме этого в составе морского льда можно почти всегда обнаружить некоторую долю механических примесей, но их количество обычно невелико и практического влияния на величину теплоемкости они не оказывают.

Даже небольшие изменения температуры вызывают в морском льду несколько взаимосвязанных процессов. Понижение температуры приводит, прежде всего, к уменьшению объема льда. В солевых ячейках при этом выкристаллизовывается дополнительное количество пресного льда, что сопровождается выделением тепла и увеличением объема, (лед занимает больший объем, чем вода, из которой он образовался). Одновременно увеличивается соленость рассола, меняется его солевой состав. Если температура льда растет, перечисленные процессы идут в обратном направлении.

Определение теплоемкости морского льда осложняется еще тем обстоятельством, что фазовые превращения “вода–лед” и “лед–вода”, сопровождающиеся выделением и поглощением скрытой теплоты кристаллизации (плавления), в морском льду происходят постоянно в солевых ячейках, при любых изменениях температуры. Это вызывает необходимость учитывать при расчетах теплоту фазовых переходов и ставит в тесную зависимость две важные характеристики: теплоемкость и теплоту плавления. По выражению Н. Н. Зубова: “...для морского льда понятия теплоемкости и теплоты плавления неотделимы” [7].

Теплоемкость морского льда, определенная с учетом теплоты фазовых переходов, получила название эффективной теплоемкости, в отличие от истинной, при расчетах которой этот фактор не учитывается. Для вычисления эффективной теплоемкости C_s Ю. Дорониным и Д. Хейсиным [6] предложено следующее выражение:

$$C_s = C_n \left[1 - \frac{S_i}{S_p} + \frac{M_{tc}}{M \cdot S_p} (1 - S_p) \right] + C_p \left(\frac{S_i}{S_p} - \frac{M_{tc}}{M \cdot S_p} \right) + \\ + C_c \frac{M_{tc}}{M} - L_n \frac{S_i}{S_p^2} \left(1 - \frac{M_{tc}}{M \cdot S_i} \right) \frac{dS_p}{dT} - L_c \frac{1}{M} \left(\frac{1}{S_p} - 1 \right) \frac{dM_{tc}}{dT}, \quad (3.7)$$

где C_n – удельная теплоемкость пресного льда, C_p – удельная теплоемкость рассола, C_c – удельная теплоемкость твердых солей, L_n –

удельная теплота плавления чистого (пресного) льда, L_c – удельная теплота плавления солей, M – общая масса льда, $M_{тс}$ – масса твердых солей (в осадке), S_i – соленость льда, S_p – соленость рассола, T – температура льда.

Для расчета теплоемкости рассола C_p те же авторы рекомендуют формулу:

$$C_p = 4,1858 - 4,55 \cdot 10^{-3} \cdot S_p, \quad (3.8)$$

а теплоемкость выпавших из рассола солей предложено считать величиной постоянной и равной $0,8 \text{ Дж} \cdot \text{г}^{-1} \cdot \text{град}^{-1}$. Количество кристаллогидратов даже при низкой температуре и высокой солености составляет тысячные доли массы льда, поэтому использование предложенной константы не внесет ощутимых ошибок.

При температурах выше $-8,2^\circ \text{C}$, когда практически все соли находятся в рассоле, выражение (3.7) значительно упрощается и сводится к формуле, предложенной Н. Зубовым [7]:

$$C_s = C_n \left(1 - \frac{S_i}{S_p} \right) + C_p \frac{S_i}{S_p} + L_t \frac{d}{dT} \left(1 - \frac{S_i}{S_p} \right), \quad (3.9)$$

где обозначения те же, что и в (3.7), а L_t – удельная теплота плавления, зависящая от температуры, может быть рассчитана по эмпирической формуле:

$$L_t = 334,4 + 2,09 \cdot T \quad (T \text{ в } ^\circ \text{C}). \quad (3.10)$$

Наглядное представление об изменениях величины эффективной теплоемкости морского льда в зависимости от температуры и солености можно получить из данных табл. 3.1, рассчитанных по Океанографическим таблицам [13]. Как можно видеть, эффективная теплоемкость быстро увеличивается с ростом солености льда в области температур, близких к точке плавления.

Один из трех известных способов передачи тепла, основанный на хаотическом тепловом движении молекул, называется теплопроводностью. Численной характеристикой теплопроводности является коэффициент теплопроводности λ , представляющий собой величину, равную количеству тепла, переносимого в единицу времени, через единичную площадку, при градиенте температуры, равным единице. Измеряется в ваттах на метр-градус – $\text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{град})$. В ледоисследовательских работах теплопроводность – одна из важ-

нейших характеристик, входящая в расчеты скорости нарастания льда, теплообмена океана с атмосферой через ледяной покров, параметров температурного поля самого льда.

Таблица 3.1

Эффективная теплоемкость морского льда C_s ($\text{Дж}/(\text{г} \cdot \text{град})$) в зависимости от его температуры и солености

Соленость S_i , ‰	Температура T ($^\circ \text{C}$)					
	-2	-6	-10	-15	-20	-30
0	2,09	2,05	2,05	2,01	1,96	1,88
2	11,24	3,09	2,38	2,17	2,09	1,96
4	20,40	4,14	2,72	2,34	2,17	2,01
6	29,51	5,18	3,09	2,55	2,30	2,09
8	38,66	6,23	3,43	2,72	2,42	2,13
10	47,82	7,27	3,76	2,88	2,51	2,21
15	70,68	9,86	4,64	3,34	2,80	2,34
20	93,55	12,46	5,52	3,80	3,55	2,51

Для пресного льда λ_k оценивается величиной $2,22 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{град})$. Морской лед хуже проводит тепло из-за постоянного присутствия в нем рассола (теплопроводность рассола λ_p примерно в четыре раза меньше, чем λ_k) и газовых пузырьков (теплопроводность воздуха λ_v на два порядка меньше, чем λ_k). Теплопроводность льда увеличивается с понижением температуры.

Таким образом, теплопроводность морского льда обнаруживает существенную зависимость, прежде всего от пористости, солености и температуры. Коэффициент теплопроводности растет при понижении температуры и уменьшается с ростом солености и пористости льда.

3.4. Плотность, пористость и плавучесть

Вспомним, что теоретическое значение плотности льда, приведенное в разделе 1.3, составляет $0,9168 \text{ г}/\text{см}^3$ при температуре 0°C и давлении 1013 гПа . Однако найти образец льда с таким значением плотности в природе будет затруднительно, так как диапазон изменений плотности морского льда довольно велик от $0,560 \text{ г}/\text{см}^3$ у летнего, сильно выветренного льда, до $0,930 \text{ г}/\text{см}^3$ у многолетнего, зимнего льда.

Плотность морского льда зависит от его температуры, солёности и пористости. Наблюдающиеся в ледяном покрове колебания температуры и солёности вызывают незначительные изменения плотности льда, в большинстве случаев не превышающие доли процента. И только при высоких значениях солёности, порядка 15‰, плотность льда увеличивается на 1–2%. Но если увеличение солёности однозначно приводит к повышению плотности, то при колебаниях температуры морской лёд ведёт себя иначе. При понижении температуры плотность монолитного, то есть лишённого газовых полостей, морского льда сначала понижается, достигает минимума, а затем начинает увеличиваться. Н. Зубов [7] ввёл в связи с этим понятие минимальной плотности морского льда в зависимости от его температуры и солёности. Это интересное явление объясняется изменением знака коэффициента теплового расширения льда. Температура, при которой наблюдается минимальная плотность морского льда, понижается с увеличением солёности (табл. 3.2).

Таблица 3.2

Температура минимальной плотности T_p морского льда разной солёности S_i , по Н. Зубову [7]

S_i	2	4	6	8	10	12	14	16
T_p	–7,5	–10,7	–13,2	–15,5	–17,6	–19,3	–20,8	–22,0

Наиболее значительные изменения плотности морского льда, достигающие 20–30%, происходят за счёт пористости льда. Этим термином обозначается, прежде всего, отсутствие монолитности природных массивов льда, наличие в них большого количества полостей разного происхождения, заполненных газами или их смесями. *Пористостью* называется отношение суммарного объёма газовых пузырьков, находящихся во льду, к общему объёму исследуемого образца льда, выраженное в процентах. Кроме того, часто используется размерная характеристика пористости, равная суммарному объёму пор в одном килограмме льда.

Наличие пустот в морском льду объясняется несколькими причинами. Прежде всего, это пузырьки, образовавшиеся в момент кристаллизации из газов, ранее растворённых в морской воде и не успевших уйти в атмосферу. Некоторое количество газовых по-

лостей образуется при захвате льдом всплывающих газообразных продуктов жизнедеятельности различных морских организмов. Кроме того, заполненные атмосферным воздухом полости значительного объёма образуются в надводных частях льдин после вытекания из них рассола. В совокупности перечисленные процессы формируют одну из своеобразных характеристик морского льда, называемую пористостью. Плотность чистого монолитного льда ρ_i , фактическая плотность морского льда *in situ* ρ_{is} и пористость n связаны зависимостью:

$$n = \frac{\rho_i + \rho_{is}}{\rho_{is}}. \quad (3.11)$$

Во льдах принято разделять макропоры – достаточно крупные газовые полости, хорошо различимые на глаз, микропоры – видимые только под микроскопом и ультрапоры – обнаруживаемые лишь по косвенным признакам. По величине пористости выделяются пять разновидностей льдов:

- самый прочный, монолитный, прозрачный лёд, не содержащий макропор;
- лёд с малым количеством макропор (до 1 см³/кг);
- лёд средней пористости (до 50 см³/кг), уже теряющий прозрачность, мутный;
- лёд непрозрачный, с многочисленными трещинами, пористостью до 100 см³/кг;
- лёд, образовавшийся из снега, пористость его самая высокая (до 400 см³/кг), белый, непрозрачный, часто снегообразный.

Плотность морского льда сильно зависит от колебаний пористости. Чем выше пористость льда, тем его плотность меньше. Пористость ледяных полей неоднородна по вертикали. Наименьшая пористость наблюдается в среднем слое, наибольшая – в верхнем и приводном слоях. Соответствующие, но с обратным знаком, наблюдаются колебания плотности льда. Особенно сильно пористость увеличивается летом, после вытекания рассола из надводных слоёв льдин.

С пористостью и плотностью тесно связано ещё одно важное свойство морского льда – его плавучесть. Разность плотностей воды и льда Н. Зубов [7] предложил называть коэффициентом плавучести. Выраженный в тоннах, коэффициент плавучести есть

такая масса груза, которая заставляет тонуть 1 м³ льда. Тогда плавучесть льдины можно рассчитать как произведение коэффициента плавучести на объем льдины, в предположении, что льдина однородна по плотности.

При этом нельзя забывать, что поле плотности морского льда существенно неоднородно по пространству даже на малых расстояниях. Для получения достоверных результатов по расчету плавучести часто становятся необходимыми массовые определения плотности в разных участках льдины, которые могут дать реальное представление о средней плотности льда.

3.5. Радиационные свойства

Кристаллы льда, как и большинство других кристаллов, оптически анизотропны, то есть обладают неодинаковыми оптическими свойствами в разных направлениях. Оптическая анизотропия кристаллов льда проявляется, в частности, в двойном лучепреломлении и поляризации светового потока.

Правильный кристалл льда осесимметричен. Его оптическая ось совпадает с кристаллографической осью и перпендикулярна базисной плоскости кристалла. Если направление световой волны совпадает с оптической осью, то световой луч проходит через кристалл обычным путем. В случае падения луча под некоторым углом к оптической оси происходит его разложение на два луча, которые в оптике принято называть обыкновенным и необыкновенным.

Скорость распространения во льду обыкновенного луча больше, чем у необыкновенного. Отсюда у них разные величины показателя преломления. У обыкновенного луча плоскость поляризации параллельна базисной плоскости кристалла, а у необыкновенного луча – параллельна главному сечению кристалла. Иными словами, плоскости поляризации обыкновенного и необыкновенного лучей оказываются взаимно перпендикулярными. Особенно noteworthy особенностью необыкновенной световой волны является зависимость величины скорости ее распространения и показателя преломления от направления распространения. У обыкновенной световой волны эти свойства друг от друга независимы.

Вышесказанное справедливо для правильного кристалла льда. Однако все сколько-нибудь значительные массивы природных льдов

представляют собой поликристаллические образования, состоящие из множества отдельных кристаллов разного размера, сросшихся случайным образом. Структура морского льда в оптическом отношении оказывается еще более сложной. Помимо хаотической ориентировки оптических осей отдельных кристаллов и газовых пузырьков в морском льду всегда содержится множество ячеек с расколом и включений кристаллических солей с резко отличными оптическими свойствами. Эти особенности структуры морского льда не позволяют проследить путь отдельного светового луча и вынуждают использовать при оптических исследованиях лишь интегральные характеристики светового потока.

Приходящий к поверхности льда поток лучистой энергии не монохроматичен, но представляет собой широкий спектр волн. Распределение энергии в спектре зависит от температуры излучателя. В свою очередь отражение, поглощение и рассеяние электромагнитной энергии льдом зависит от длины волны.

На поверхности морского льда происходит разделение светового потока на две части, одна из которых отражается обратно в атмосферу и в дальнейшем никакого влияния на лед не оказывает. Остальная энергия проникает в толщу льда, где подвергается поглощению и рассеянию. При поглощении световая энергия преобразуется в тепловую, участвует в нагревании, таянии и разрушении льда. Рассеянная часть радиации распространяется во все стороны, в том числе навстречу падающему потоку. В общем виде поступление и преобразование лучистой энергии при взаимодействии с морским ледяным покровом схематически представлено на рис. 3.5.

Интегральный поток поступающей энергии $Q_{\text{и}}$ можно разделить на четыре составляющих. Одна из них Q_1 , испытывая преломление, проходит сквозь толщу льда и проникает в воду, создавая освещенность подо льдом. Вторая часть Q_2 полностью поглощается в толще льда и преобразуется в тепло. Третья часть Q_3 рассеивается во льду, причем частично выходит обратно к поверхности льда и возвращается в атмосферу Q_5 . Наконец, четвертая часть радиационного потока Q_4 отражается от поверхности льда и уходит обратно в атмосферу. Отсюда можно записать выражение для альбедо морского ледяного покрова A_i :

$$A_i = \frac{Q_4 + Q_5}{Q_u} \quad (3.12)$$

Альbedo морского льда зависит от нескольких факторов. Важнейшие из них – высота Солнца над горизонтом, наличие и структура поверхности снежного покрова, возраст (толщина) самого льда, степень его разрушенности, пропитанность водой, существование снежиц, проталин и тому подобные элементы структуры ледяной поверхности. В совокупности перечисленные факторы приводят к изменению альbedo льда в весьма широких пределах. Так, в весеннее время при небольшой высоте Солнца над горизонтом, ровное ледяное поле, покрытое чистым сухим снегом, отражает до 95% всей падающей радиации. В таких условиях интенсивность отраженного потока настолько высока, что свет буквально слепит глаза и при отсутствии защитных очков менее чем за час приводит к признакам снежной слепоты.

То же самое ледяное поле, через два-три месяца, лишенное снежного покрова, с многочисленными проталинами и поверхностью, пропитанной талой водой, отражает только треть падающей радиации, что близко к величине среднего альbedo земного шара.

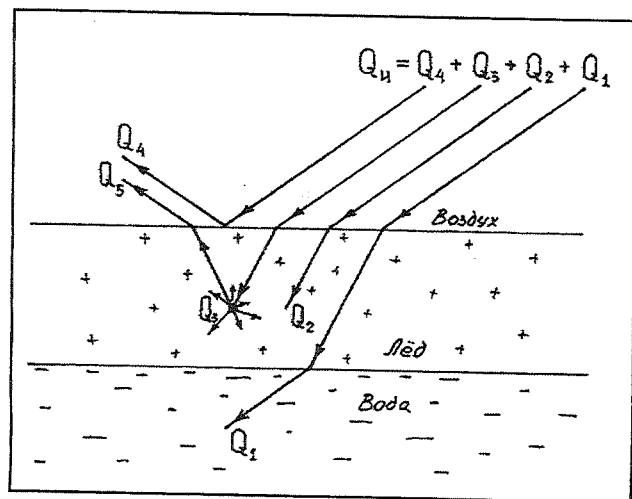


Рис. 3.5. Схема поглощения, рассеяния и отражения морским льдом потока поступающей солнечной радиации

Степень поглощения льдом энергии электромагнитных колебаний сильно меняется в зависимости от длины волны падающего света. В видимой части спектра в диапазоне длин волн от 400 нм (фиолетовый) до 760 нм (красный) коэффициент поглощения близок к нулю. Почти полным отсутствием поглощения в видимом диапазоне объясняется прозрачность льда. Снег в этих условиях выглядит белым, так как в отличие от монолитного льда состоит из отдельных кристаллов или их агрегатных соединений. Каждый световой луч испытывает в толще снега многократное преломление и отражение, что в совокупности дает нейтральный белый цвет.

В инфракрасной области спектра коэффициент поглощения электромагнитной энергии льдом, напротив, очень велик. Если бы человеческий глаз мог воспринимать длинноволновую область солнечного спектра, лед выглядел бы совершенно черным телом.

Ультрафиолетовую радиацию лед начинает поглощать при длине волны 170 нм. В пересчете на энергию это дает величину 7,3 эВ (электронвольт), достаточную для появления свободных электронов, что и объясняет поглощение света. Однако до поверхности Земли такая коротковолновая радиация практически не доходит, так как почти полностью поглощается в атмосфере.

Цветовая гамма морских льдов в большинстве случаев заключена между оттенками светло-зеленого и голубого цвета. Цвет льда сильно меняется в зависимости от освещения, более яркие и чистые тона наблюдаются при солнечной погоде, в пасмурный день льды окрашены во все оттенки серого. Разный цвет у начальных форм льда зависит от степени их пропитанности водой.

Молодой лед, образовавшийся из морской воды, имеет на изломе бледно-зеленый цвет. По мере того, как увеличивается возраст льда и сокращается количество солей в его верхних слоях, цвет постепенно меняется, переходя от зеленоватых оттенков к голубым. Глетчерный лед изначально имеет голубой цвет. Такой же оттенок приобретают верхние слои старых многолетних льдов.

Начальные формы льда, а также скопления в воде мелких ледяных обломков любого возраста имеют преимущественно матовый серый цвет. Снежура* обычно пепельного цвета, ледяная каша час-

* Вопросы, относящиеся к ледовой терминологии, рассмотрены в следующем разделе.

то отличается желтоватыми оттенками. Цвет льда сильно меняется с наступлением периода таяния. Пропитанный водой снег и влажная поверхность льда приобретают серо-голубые оттенки. В летнее время участки ледяных полей, выступающие над ровной поверхностью, становятся белыми из-за того, что в процессе таяния плотная ледяная структура изменяется на рыхлую снегообразную.

Скопления планктона, часто развивающегося на нижней поверхности льда, придают ему разные оттенки, от бледно-розового до коричневатого. В случае наслоения таких льдин, присутствие планктонных включений бывает заметно по тонким прослойкам серого цвета.

3.6. Механические свойства

Морской лед издавна используется в практической деятельности человека. Зимние дороги на припайных льдах, охота на морского зверя и ловля рыбы, ледовые переправы, размещение научных станций, ледовые аэродромы, судоходство – все эти аспекты хозяйственной деятельности требуют хороших представлений о прочности, грузоподъемности, твердости и других подобных свойствах морского льда, которые можно назвать механическими.

Прочность льда, как и всякого иного природного или искусственно созданного тела, есть способность сопротивляться разрушению. Прочность в узком смысле есть предельное сопротивление разрушающему усилию. Прочность измеряется в единицах давления отношением величины разрушающего усилия к единице площади. Теоретические расчеты прочности льда, основанные на оценке потенциальной энергии взаимодействия атомов в кристаллической решетке, дают высокие значения прочности, на два-три порядка превышающие те, которые наблюдаются в реальных условиях.

Такое сильное расхождение объясняется прежде всего дефектами кристаллической решетки, а также наличием разного рода трещин, пор, солевых ячеек, включений инородных тел. При экспериментальных определениях прочности образцы льда подвергают разрушению в разных направлениях. Получаемые при этом значения прочности на сжатие, на растяжение (разрыв), при ударе, на сдвиг и другие имеют, при прочих равных условиях, разные значения.

Прочность морского льда меняется в очень широких пределах. Кроме того, что эта характеристика зависит от температуры, солёности, плотности (пористости) льда и его структуры, обнаруживается также зависимость от величины нагрузки, скорости ее нарастания и направления приложения разрушающего усилия. Численные показатели прочности морского льда следующие.

Модуль Юнга (численно равен напряжению, вызывающему двойное удлинение растягиваемого образца) по Паундеру [14] находится в интервале от 1,5 до 9,1 ГПа.

Теоретическая прочность, согласно данным Доронина и Хейсина [6], составляет 0,8 ГПа. Иными словами, даже образец “идеального” льда разрушится при усилении, почти на порядок меньшем, чем модуль Юнга.

Фактическая прочность льда, по данным разных авторов, меняется в зависимости от условий экспериментов, возраста льда, его температуры, солёности и прочих факторов в интервале от 0,2 до 1,0 МПа. Как можно заметить, фактическая прочность льда на три порядка меньше теоретической. Прочностные характеристики льда широко представлены в Океанографических таблицах [13].

Под действием нагрузки лед проявляет свойства упругого, пластичного и хрупкого тела. При малых и непродолжительных нагрузках лед ведет себя как упругое тело, то есть полностью восстанавливает первоначальную форму при снятии напряжения. Упругие свойства льда хорошо иллюстрирует следующий опыт. Изготовленный в охлажденном керосине ледяной шарик диаметром 1,5 мм, ведет себя как упругое тело при скорости падения около 1 м/с. При этом коэффициент отражения (отношение скорости падения к скорости отскока) равен почти 0,9. Для сравнения заметим, что у стали эта характеристика равна 0,5, а у слоновой кости (из которой изготавливают лучшие бильярдные шары) – 0,8.

Предел упругости льда весьма мал, и после его преодоления, при продолжительном действии неразрушающих нагрузок лед проявляет свойства пластичности, важные в практическом отношении. При этом лед необратимо изменяет форму, изгибается без трещин, течет. На этом свойстве основано хорошо известное перемещение глетчерных льдов под действием собственного веса. После достижения предела пластичности лед

становится хрупким и при продолжающейся нагрузке разрушается. Особенно сильно это свойство проявляется при сильных ударных или взрывных нагрузках. При высоких скоростях приложения нагрузок лед очень хрупок. Этим объясняется, в частности, малый эффект от взрывных работ при попытках разрушения льда.

С позиций минералогии лед рассматривается как минерал. Поэтому твердость льда можно оценить так же, как и твердость других минералов по известной десятибалльной шкале Моора (табл. 3.3).

Таблица 3.3

Шкала твердости минералов

Минерал	Твердость	Минерал	Твердость
Тальк	1	Полевой шпат	6
Каменная соль	2	Кварц	7
Известковый шпат	3	Топаз	8
Плавленый шпат	4	Корунд	9
Апатит	5	Алмаз	10

Если воспользоваться этой шкалой, то окажется, что лед обладает разной твердостью при разных температурах. Самый теплый лед имеет твердость около 1,5, занимая промежуточное положение между тальком и каменной солью. При температуре -30°C твердость льда равна 3,5, а при -40°C повышается до четырех. При -50°C лед приобретает твердость полевого шпата и уже не пилится обыкновенной стальной пилой. Капитан К. С. Бадигин описал случай стрельбы из карабина в вертикально стоящую льдину при температуре около -40°C . Свинцовые пули калибра 7,62 мм расплющивались словно о каменную стену, оставляя на поверхности льда едва заметные следы.

Режеляция — буквально означает повторное замерзание, это явление прохождения твердого предмета более высокой (чем у льда) плотности через лед без нарушения его целостности. Лучшее всего это свойство можно продемонстрировать на следующем опыте. Продолговатый брусок, выпиленный из большой глыбы льда, кладут на две опоры в виде горизонтальной балки.

Центральную часть бруска обвивают петлей из тонкой проволоки и к нижней части петли подвешивают груз в несколько килограммов. Под действием груза проволока начинает постепенно погружаться в лед и через некоторое время проходит через брусок насквозь. Проволочная петля с грузом оказывается лежащей между опорами, а брусок льда остается таким же монолитным, как и в начале опыта. Если лед был достаточно прозрачным, то в месте прохождения проволочной петли можно разглядеть замутненную плоскость, разделяющую брусок на две половины. Что же произошло?

Смысл происходящего во время описанного опыта поясняет рис. 3.6. Давление, оказываемое проволокой на лед, вызывает понижение температуры замерзания и, как следствие, плавление тонкого слоя льда. Проволока погружается в расплав, вытесняя его наверх, где давление отсутствует, и вода снова замерзает. Процесс идет довольно медленно, и в ходе опыта проволока кажется неподвижной и вмороженной в массив льда. Но с увеличением времени с начала опыта ее положение постоянно смещается к нижней поверхности испытуемого образца до тех пор, пока ледяной брусок не будет “прорезан” полностью.

В процессе воздействия на лед периодических нагрузок (например, работа ледовой переправы) в массиве льда появляются многочисленные трещины, которые приводят к ослаблению первоначальной прочности льда. При снятии нагрузки на несколько часов, трещины заполняются водой, смерзаются и прочность ледовой переправы или аэродрома восстанавливается. Такое ослабление прочности ледяного покрова, которое восстанавливается естественным путем, получило название *усталости* льда.

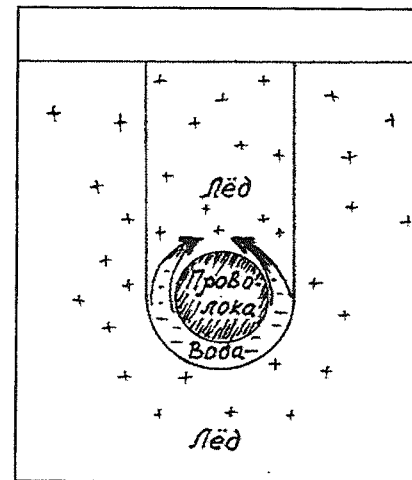


Рис. 3.6. Плавление и режеляция льда под давлением

4. ФОРМИРОВАНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

4.1. О ледовой терминологии и классификации льдов

Ледовая терминология начала формироваться задолго до появления современной науки о льдах. Названия ледовых форм и состояния ледяного покрова постепенно входили в речь людей, чья жизнь и практическая деятельность были связаны с ледовитыми морями.

Первыми из европейских мореплавателей познакомились с морскими льдами древние норвежцы – норманны, или викинги, период наибольшей активности которых относится к IX–XI векам. Позже, начиная с XII века, в Баренцевом и Белом морях появились русские поморы, чья традиция ледовых плаваний непрерывно развивалась, переходила из поколения в поколение и сохранилась до XX века. Именно эти люди раньше и лучше всех остальных европейских мореплавателей постигли на практике свойства морских льдов, научились среди них плавать, ловить рыбу, добывать со льда морского зверя. Им же принадлежит и обширная ледовая терминология. В статьях и монографиях, посвященных морским льдам, несколько странно и архаично при первом знакомстве звучат слова *ледяная каша, припай, сморозь, снежура, стамуха, торос* и много других им подобных. Однако эти народные географические термины настолько точно передают суть предмета, что прочно вошли не только в морскую полярную терминологию, но остались и в научной литературе. Некоторые из них (*заструги, нилас, полынья, шуга*) без изменения перекочевали (очень редкий случай) в число английских морских ледовых терминов, получив тем самым международное признание.

Все встречающиеся в море льды по своему происхождению делятся на речные, глетчерные и собственно морские. Такое деление вызвано, прежде всего, тем, что льды разного происхождения имеют сильно отличающиеся физико-химические характеристики.

Лед речного происхождения существует только в Арктике, так как в Южном океане речной сток практически отсутствует, и антарктические льды имеют только морское и ледниковое происхождение. Речной лед выносится во время ледохода из устьев рек,

впадающих в моря Северного Ледовитого океана, существует в приустьевых районах главным образом только в летнее время и в большинстве случаев полностью тает к моменту наступления сроков осеннего льдообразования. Этот лед совершенно пресный и обычно бывает сильно загрязнен минеральными частицами. На фоне светлых тонов морского льда, речной лед резко отличается характерным коричневатым оттенком. Для морского судоходства речной лед не является серьезным препятствием и только при больших скоплениях может не надолго осложнить навигационную обстановку в приустьевом районе моря.

Ледниковые, или глетчерные льды имеют широкое распространение в полярных областях земного шара, в особенности в водах Южного океана. Они получили название айсбергов. Это крупные плавающие обломки сползающих в море вывальных и шельфовых ледников, резко выделяющиеся среди морских льдов значительной высотой. Данный класс льдов будет подробнее рассмотрен ниже.

Льды морского происхождения принято различать по степени подвижности, условиям формирования, возрасту, размерам и форме. Основная масса морского льда, находящаяся в непрерывном движении под действием ветра и течений, получила название дрейфующих льдов. Другая, значительно меньшая часть, относится к классу неподвижных, или припайных льдов. Припай – лед примерзший (“припаянный”) к берегу, образующийся и существующий в одном и том же месте.

Степень подвижности льда в значительной степени определяет и характер его формирования. В массивах дрейфующего, перемещающегося льда почти постоянно происходят столкновения льдин, их разломы, подсоны и наслоения. В результате формируются так называемые льды нагромождения, составляющие основную массу дрейфующих льдов. Для припая, наоборот, характерно формирование льдов преимущественно спокойного нарастания. Именно мощность припая позволяет судить о предельной толщине льда, который может образоваться за один зимний сезон в данном месте.

Возраст льда определяет время, прошедшее от начала его формирования. Прежде всего выделяют молодой, только что образовавшийся лед, который в зависимости от времени года делится на осенний, зимний и весенний. Лед, образовавшийся осенью и про-

существовавший до начала летнего таяния называется молодым, однолетним или годовалым. Если такой лед не успеет растаять полностью к началу нового льдообразовательного сезона, он вовлекается в следующий годовой цикл, нарастает за счет намерзания снизу и, просуществовав больше двух зим, переходит в класс старых или многолетних льдов.

По размерам и форме в ледяных массивах дрейфующего льда выделяют ледяные поля и битый лед. К ледяным полям относят монолитные участки ледяного покрова, имеющие в поперечнике от двух десятков до нескольких тысяч метров. Соответственно размерам выделяют малые, средние и крупные ледяные поля. Обломки ледяных полей причисляют к классу крупно- и мелкобитого льда.

Наибольшее препятствие для судоходства представляют многолетние ледяные поля, особенно толстые, наименьшее – битый лед. В навигационном отношении особенно важной является характеристика состояния ледяного покрова, называемая *сплоченностью*. Сплоченность льда показывает, насколько велика площадь моря, занятая льдами, по отношению к площади всей акватории и оценивается по 10-балльной шкале. Один балл соответствует 10% видимой площади моря в месте нахождения судна. Так, если половина видимой с мостика судна площади моря занята льдами, то их сплоченность в этом месте составляет 5 баллов.

При навигационной оценке района плавания различают редкий лед (сплоченностью 1–3 балла), разреженный (от 4 до 6 баллов), сплоченный (7–8 баллов) и сплошной (9–10 баллов). В редком льду могут проходить суда всех классов. Разреженный лед сравнительно легко преодолевают суда ледового класса, несколько теряя в скорости хода. Сплоченный лед всеми судами проходится обычно под ледокольной проводкой. Проходимость сплошного льда определяется его толщиной и мощностью ледокола. Сказанное относится к средним условиям. Кроме сплоченности льда большую роль играет его прочность. Поэтому лед одинаковой степени сплоченности представляет совершенно разные препятствия летом, в разгар наибольшего таяния, и ранней весной, когда лед наиболее прочен.

При исследованиях структуры выделяют *призматический*, или *игольчатый* лед, *губчатый* и *зернистый*. По существу, это деление

в некоторой степени определяется условиями образования льда. Призматический лед представлен правильными игольчатыми и столбчатыми кристаллами, с вертикальной ориентировкой оптических осей, прозрачный и наиболее прочный. Такой лед в чистом виде можно обнаружить только в районах с очень спокойными условиями замерзания вод малой солености.

Губчатый лед, напротив, образуется почти повсеместно. Для этой структурной разновидности характерна хаотическая ориентировка оптических осей, игольчатые кристаллы смерзаются под разными углами, имеются включения пластинчатых кристаллов и зерен.

В отличие от этих двух типов льда конжеляционного происхождения, типично зернистый лед образуется главным образом из снега, а также во время сильных сжатий, то есть относится ко льдам метаморфическим.

Основная масса молодого морского льда образуется на поверхности воды. Но в то же время, при достаточно сильно развитой конвекции, условия для льдообразования создаются в толще воды, где образуется внутриводный, или глубинный лед, а также на дне. В последнем случае появляется разновидность молодого льда, называемая донным льдом.

4.2. Начальные формы морского льда

При спокойном море и отсутствии ветра появляется первая визуально различимая форма льда, получившая название *ледяных игл*. Это мелкие (доли миллиметра) игловидные кристаллы, появление которых становится заметным по характерному мерцанию коротких вспышек отраженного света.

Смерзаясь между собой, ледяные иглы быстро образуют ледяной налет темно-свинцового цвета, называемый *ледяным салом*. Скопления ледяного сала имеют вид пятен, при ветре сбиваются в полосы, в штилевую погоду образуют сплошной покров. По внешнему виду эта форма льда действительно напоминает застывающее сало, что и определило его название. Толщина слоя ледяного сала обычно около 0,5 см. С появлением этой формы льда на поверхности воды гасятся капиллярные волны. Ледяное сало – короткоживущая форма, быстро переходящая в следующую стадию формирования молодого льда, называемую *ниласом*.

В это же время на поверхности моря может отмечаться образование *шуги*. Шуга представляет собой рыхлые, пропитанные водой комки льда темного мутно-серого цвета, легко распадается на волне и сплавливается снова. Толщина слоя шуги чаще всего достигает нескольких сантиметров. Шуга образуется преимущественно из всплывающих кристаллов внутриводного, или глубинного льда. Форма короткоживущая, смерзающиеся куски шуги дают начало ниласовым льдам.

Если начавшееся льдообразование сопровождается обильным снегопадом, возникает своеобразная форма морского льда, получившая название *снежуры*. Это вязкая, пропитанная водой ледяная масса, образующаяся при попадании холодных снежинок в переохлажденную воду. Толщина слоя снежуры, часто значительная, зависит от количества выпавшего снега. Снежура быстро смерзается и переходит в стадию эластичных ниласовых льдов. Ледяное сало, шуга и снежура сохраняют свою форму только в плавучем состоянии. Это все очень рыхлые ледяные образования, теряющие первоначальную форму при любой попытке извлечь их из воды.

Если верхний слой воды замерзающего моря сильно опреснен, а поверхность спокойна, то при продолжительном охлаждении возникает тонкая ледяная корка, чаще всего называемая *склянкой*. Это типичная форма льда пресных водоемов, и в море ее можно наблюдать только там, где временно появляется пресная или почти пресная вода. Чаще всего склянка образуется в тонком слое речной воды на приустьевом участке моря. Склянка представляет собой прозрачный, крепкий лед, который при движении в нем судна ломается с характерным звенящим треском, чего никогда не происходит в молодых морских льдах.

В спокойную погоду из ледяного сала и шуги образуется *темный нилас*, первый слитный ледяной покров, представляющий собой тонкий (около 2 см) рыхлый лед темного цвета. По мере нарастания темный нилас светлеет и, достигая толщины 7–8 см, переходит в стадию *светлого ниласа*. Все ниласовые формы льда эластичны, легко изгибаются на небольшой волне и гасят волнение, которое подо льдом переходит в мертвую зыбь. Последняя стадия нарастания ниласовых льдов – *молодик*, или *резун*, достигающий толщины 8–10 см.

При отсутствии ветра ниласовые формы льда покрывают значительные пространства, зимой образуются в разводьях и полыньях, при сжатиях подвергаются незначительному торошению, а в основном наслоениям и подсовам. На поверхности ниласовых льдов обычно выступает много рассола. По этой причине на темном ниласе снег в чистом виде не удерживается, а пропитывается рассолом и долго не замерзает. Светлый нилас – первая форма молодого льда, которая удерживает выпадающий на его поверхность снег.

При ветре и волнении нилас разламывается на куски, которые при частых столкновениях друг с другом приобретают округлые очертания с характерными бортиками по краям, напоминающие большие мелкие сковородки. У архангельских поморов такой лед называется *тарелочником*, или *лепешками*, а в официальной ледовой номенклатуре за этой формой закрепилось название *блинчатого льда*. Размеры дисков блинчатого льда зависят от первоначальной толщины в момент разлома, а также интенсивности волнения и обычно редко превышают 2 м в диаметре.

При установлении штилевых условий и гашении волнения сплощенный блинчатый лед смерзается в сплошной покров, поверхность которого приобретает характерную ячеистую структуру. Поверхность смерзшегося блинчатого льда первое время напоминает горизонтально расстеленную крупноячеистую сеть. Однако четкие границы между соседними дисками быстро стираются, и смерзшийся блинчатый лед становится невозможно отличить от молодого льда спокойного намерзания.

При низких температурах воздуха, отсутствии ветра и волнения молодик быстро переходит в стадию *молодого льда* от 10 до 30 см толщиной. Его поверхность почти всегда влажная от рассола. Этот лед уже достаточно прочен, чтобы выдержать тяжесть человека, но при сжатиях легко ломается на отдельные льдины, наслаивается и нагромождается. При этом сокращается площадь, покрытая льдом, и возникают пространства открытой воды, где немедленно возобновляется процесс образования начальных форм льда. Спокойное нарастание молодого льда до предельной для данного района толщины возможно только в защищенных от ветра и волнения бухтах, во внутренних водах островных архипелагов. В большинстве же случаев морской лед представляет собой смерзшиеся наслоенные льдины.

4.3. Особые случаи образования молодого льда

В начальной стадии льдообразования при хорошо развитом конвективном перемешивании и отводе тепла условия для кристаллизации воды создаются не только на поверхности, но также в приповерхностном слое, что вызывает образование *глубинного* или *внутриводного льда*. В этом случае образующиеся в толще воды ледяные кристаллы настолько малы, что архимедовы силы с трудом преодолевают тормозящее влияние вязкости и долгое время находятся во взвешенном состоянии. Постепенно увеличиваясь в размерах и срастаясь с соседними, такие кристаллы приобретают положительную плавучесть и всплывают на поверхность. Считается, что именно всплывший внутриводный лед вызывает образование шуги в поверхностном слое.

В мелководных районах Арктического бассейна нередко отмечаются случаи, когда в начале процесса льдообразования на поверхность всплывают большие массы внутриводного льда. При этом образуется слой шуги до полуметра толщиной, оказывающий серьезное препятствие движению судна. Шуга сбивается перед форштевнем в плотную массу и постепенно намерзает в носовой подводной части судна в виде огромного бесформенного кома, сильно тормозящего движение. Кроме того, в подобной ситуации мелкие кристаллы шуги забивают решетки водозаборных устройств, вызывая нарушения в работе системы охлаждения двигателя.

Отмечено немало случаев образования внутриводного льда на поверхности раздела между соленой морской водой и разлившейся по ее поверхности пресной. При тихой погоде такая устойчивая стратификация сохраняется продолжительное время. Если при этом соблюдены условия для начала льдообразования (температура достигла точки заморзания, а теплота кристаллизации выделена и отведена), то на поверхности раздела пресной и морской воды образуется слой почти пресного льда, так как прежде заморзает пресная вода, имеющая более высокую температуру заморзания. Часто такой лед обнаруживается в полыньях под слоем пресной воды.

Отдельной разновидностью внутриводного льда является *донный лед*. Этот вид льда образуется на дне мелководий, покрывая ледяной коркой камни, песок и любые предметы, находящиеся на

дне. Иногда куски донного льда всплывают на поверхность, вынося при этом вморзший песок и камни, чего никогда не бывает при образовании льда на поверхности воды.

Еще одна характерная форма внутриводного льда получила название *подледного*. Подледный лед образуется в весенне-летнее время, когда происходит интенсивное таяние снега, и на поверхности ледяных полей появляются озерки пресной воды – снежницы. На рис. 4.1 показан разрез ледяного поля, в понижении которого возникла снежница. Постепенно в самом глубоком месте такого пресного водоема образуется проталина, и вода с поверхности льдины уходит под лед и распределяется тонким слоем между льдом и более плотной морской водой. Температура на нижней поверхности льда равна температуре заморзания соленой морской воды, то есть ниже точки заморзания пресной. Поэтому талая пресная вода заморзает, образуя под ледяным покровом линзы пресного подледного льда толщиной до 20–30 см. Это очень характерное явление, приводящее к увеличению толщины и прочности льда в период уже начавшегося таяния и разрушения.

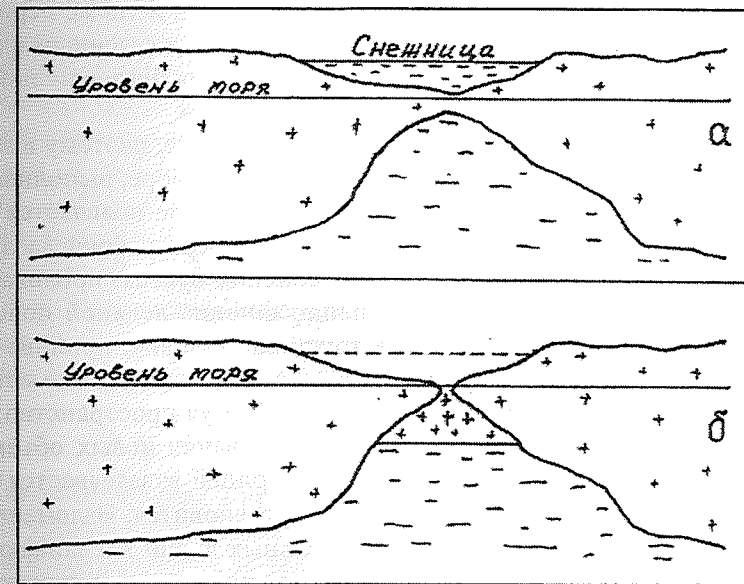


Рис. 4.1. Схема образования подледного льда (а – стадия развития снежницы, б – стадия образования проталины)

Кроме того, в течение всего осенне-зимнего времени молодой лед непрерывно образуется на всех участках открытой воды, возникающих в результате регулярных разломов и дрейфа ледяных полей под действием ветра, течений, приливов и прочих подобных явлений. В зависимости от погодных условий при таком льдообразовании наблюдаются обычно первые возрастные стадии от ледяного сала до ниласа. Значительно реже в таких разводьях образуется молодой тонкий лед, который быстро разрушается и наслаивается при очередном сжатии.

4.4. Припай

Припай называется единственная форма неподвижного морского льда, имеющая широкое распространение. Припайные льды в зимнее время более или менее широкой полосой окаймляют все побережья ледовитых морей и островов, а также мощные многолетние ледяные образования, стоящие на мели. В силу специфических условий становления и разрушения, припай начинает развиваться раньше, чем дрейфующий морской лед и также первым тает. За редкими исключениями припай является сезонным классом морского льда, появляется с началом льдообразовательного сезона, нарастает всю зиму и разрушается летом.

Прибрежные участки суши остывают быстрее, поэтому в зоне контакта суши и моря раньше, чем в открытом море, выполняются условия для начала льдообразования. Вначале появляется *ледяной заберег* — небольшая, примерзшая к берегу полоска льда в мелких, защищенных от ветра и волнения бухтах, проливах и других подобных местах. Постепенно ширина ледяной полосы увеличивается, наращивается ее толщина. Течения, приливо-отливные колебания уровня, сгонно-нагонные и штормовые ветры взламывают мористую кромку припая, образуя пространство открытой воды и давая возможность образования новых объемов молодого льда. При средних условиях припай взламывается несколько раз, прежде чем окончательно установится. Взломанные участки молодого припая в виде отдельных льдин наслаиваются на неподвижный лед или подсовываются под него и смерзаются, увеличивая мощность припая. При отжимных ветрах они уносятся в открытое море, переходя в класс дрейфующих льдов. При

перемене ветра возможно возвращение участков ранее взломанного припая и даже небольших массивов дрейфующего льда с последующим смерзанием их с неподвижным припаем.

Постепенно припай достигает значительной толщины и прочности, явления отрыва случаются все реже и, наконец, в большинстве случаев прекращаются, однако на кромке процессы взлома и торошения продолжают в течение всего зимнего сезона. Когда припай окончательно устанавливается, его нарастание продолжается главным образом за счет образования новых слоев морского льда. Увеличение толщины припая продолжается до тех пор, пока не сравнивается интенсивность процессов намерзания снизу и начавшегося таяния сверху.

Ширина полосы припайного льда зависит от местных условий. В общем можно сказать, что припай шире на мелководьях, в районах хорошо развитой береговой линии, при малых разрушающих усилиях приливов, ветров и течений. Развитию и прочности припая способствуют острова и в особенности островные архипелаги на мелководьях. У российских арктических побережий наиболее характерным припайным районом является Новосибирский. Здесь ширина припайного льда достигает 450 км. Значительные площади занимает припай в водах Канадского Арктического архипелага.

Припай лучше развит и меньше подвержен разрушению у берегов с вогнутыми очертаниями, нежели с выпуклыми. Так, у м. Челюскин неоднократно происходят взломы припая в течение одной зимы. Наоборот, в вершинах заливов и бухт случаи зимнего разрушения припая наблюдаются крайне редко.

В основной своей массе припайный лед однолетний, существующий на протяжении одного зимнего сезона, однако есть районы в Канадском Арктическом архипелаге и в северных фьордах Гренландии, где припай может сохраняться на протяжении десятков лет.

4.5. Айсберги и ледяные острова

Снеговая граница в высоких широтах земного шара опускается до уровня моря, поэтому выводные ледники и ледниковые щиты в этих районах доходят до границы моря и суши. В этих же районах получают развитие и шельфовые ледники. В процессе существования полярных ледников значительные массы пре-

сного льда спускаются в море, отламываются от материнского тела ледника и превращаются в айсберги. Эти представители морских льдов резко выделяются своими внешними признаками и прежде всего высотой, поднимаясь на несколько десятков метров над поверхностью морских льдов. Эта особенность и определила их название, айсберг – ледяная гора. Формально айсбергом называется любой обломок глетчерного льда, возвышающийся над уровнем моря более чем на пять метров.

По форме надводной части айсберги разделяются на пирамидальные и столообразные, или столовые. Пирамидальные айсберги имеют сравнительно небольшую величину, от десятков до сотен метров в поперечнике, и соизмеримые горизонтальные и вертикальные размеры. Пирамидальный айсберг в первое время после отделения от материнского ледника имеет вид плавающей ледяной горы куполообразной или конической формы. Форма айсбергов обусловлена генетически. Пирамидальные айсберги порождаются быстро движущимися, узкими выводными ледниками, поверхность которых еще до выхода к морю оказывается разбитой многочисленными глубокими трещинами, по которым происходит отламывание и обрушение в море части ледника. Любопытно, что в языках разных северных народов процесс рождения айсберга носит одинаковое название отёла, говорят, что ледник “телится”.

Столовые айсберги представляют собой продукт разрушения шельфовых ледников, мористые края которых находятся на плаву в относительно равновесном состоянии. Край шельфового ледника испытывает периодические вертикальные колебания, вызываемые приливами. В теле ледника при этом появляются трещины, мористая часть его отламывается и вовлекается в дрейф.

Столовый айсберг сразу после отделения от ледника имеет горизонтальную, относительно ровную поверхность и почти отвесные боковые стороны, что и определило его название – ровный, как стол. Горизонтальные размеры айсбергов этого типа нередко в десятки и сотни раз превышают их толщину. Поэтому чаще всего они имеют вид огромных, плоских и очень толстых льдин.

Самые крупные, до ста и более метров высотой над уровнем моря, пирамидальные айсберги и в наибольшем количестве в Арктическом бассейне обязаны своим происхождением выводным ледникам гринландского ледникового щита. Здесь ежегодно появ-

ляется на свет от 13 до 15 тысяч айсбергов, причем большая их часть – на западном побережье острова. Только ледник Якобсхавн порождает не менее тысячи айсбергов в год. Под действием ветра и течений гринландские айсберги совершают продолжительный дрейф в водах моря Баффина и через Девисов пролив выносятся в Северную Атлантику. Айсберги, рождающиеся у восточных берегов Гринландии, выносятся Восточно-Гринландским течением к мысу Фарвель, пересекают Девисов пролив, а затем дрейфуют к берегам Ньюфаундленда. Таким образом, айсберги гринландского происхождения в центральную часть Арктического бассейна практически не попадают.

Пирамидальные айсберги значительно меньшего размера рождаются от ледниковых покровов Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Новой Земли и Северной Земли.

Как правило, арктические айсберги не представляют серьезного препятствия для коммерческого судоходства. Только в отдельные годы, вынесенные в большом количестве в Северную Атлантику скопления айсбергов пересекают оживленные морские трассы и тогда требуют повышенного к себе внимания судоводительского персонала. Служба ледового патруля и современное навигационное оборудование позволяют заблаговременно обнаружить айсберг, пересекающий курс судна, что практически исключает возможность столкновения с ним. Действительно серьезным препятствием арктические айсберги являются для подводных лодок, крейсирующих подо льдами Северного Ледовитого океана. Осадка айсбергов обычно составляет первые десятки метров, но подводниками отмечены случаи осадки до 90 м.

В относительно мелководных шельфовых морях такая осадка часто соизмерима с глубиной места. Отношение осадки к надводному возвышению для арктических айсбергов в среднем равно трем, изменяясь в интервале от 1,3 до 4,1. Крупные айсберги, садящиеся на мель, обычно приводят к сильным изменениям ледового режима данного района, особенно, если это происходит в узкостях, проливах, на выходе из бухт. Сидящий на мели айсберг, как и ста-муха, становится центром осеннего льдообразования, накапливает вокруг себя торосящиеся морские льды, увеличивает площадь развития припая, задерживает процессы весенне-летнего разрушения морского льда.

Количество пресного льда, дрейфующего в виде айсбергов в полярных и умеренных зонах океанов, оценивается в $8 \cdot 10^{12}$ тонн. Айсберги встречаются на площади 63 млн км², что составляет 19% площади всего Мирового океана [8]. Однажды отделившись от материнского ледника, айсберг непрерывно разрушается и тает под действием волнения и солнечного тепла. Процессы разрушения усиливаются по мере того как айсберг дрейфует в более низкие широты. Непрерывное раскачивание на океанских волнах и зыби приводит к образованию многочисленных трещин. Сильно изменяется внешняя форма. Неравномерное таяние смещает центр тяжести айсберга, что способствует наклонам, опрокидыванию и разломам. Продолжительность существования айсбергов от момента образования до полного разрушения и таяния составляет от трех–пяти до десяти лет, что соизмеримо с продолжительностью жизни многолетних арктических морских льдов.

Пирамидальные формы айсбергов больше характерны для арктического ледяного покрова, столообразные – яркий элемент природы Южного океана. Шельфовые ледники Антарктиды порождают наиболее крупные айсберги столообразной формы с горизонтальными размерами в десятки километров. Изредка можно встретить исполинские столовые айсберги, наибольшие размеры которых превышают 100 км. В 1956 г. сообщалось об обнаружении такого гиганта размером 335 на 95 км.

Обломки шельфового льда, вкрапленные в морской ледяной покров не являются исключительно антарктическим явлением. В Арктике, в районе Канадского Арктического архипелага также существуют крупные шельфовые ледники, рождающие время от времени крупные столовые айсберги. Происходит это довольно редко, не каждый год, но столовые айсберги в Центральном Арктическом бассейне существуют практически всегда. Из-за сравнительно небольшой толщины шельфовых ледников высота надводной части их плавающих обломков редко превышает 5–7 м. Поэтому такие столовые айсберги не выделяются на фоне морских льдов столь внушительно, как антарктические гиганты. Столовые айсберги Арктики получили название *ледяных островов*. Их размеры достаточно велики и составляют 20–35 км в поперечнике и 30–50 м в толщину. Первое знакомство с ледяными островами произошло вскоре после второй мировой войны. Летчики, впервые обнаружив-

шие такое ледяное образование, приняли его за настоящий остров и нанесли на карту. Вскоре выяснилось, что “остров” перемещается, а последовавшие вслед за тем исследования показали его ледниковое происхождение. Так в ледовой номенклатуре появился новый термин. Ледяные острова не следует путать с островами – ледяными шапками. Последние, прежде всего настоящие острова, имеющие основание, сложенное из горных пород, а поверхность, полностью покрытую ледником (о. Ушакова, о. Шмидта).

Образование одного из самых крупных ледяных островов было зарегистрировано зимой 1961–62 гг., когда от шельфового ледника у северного побережья о. Элсмир в Канадском Арктическом архипелаге откололся кусок площадью около 600 км² [8]. Это грандиозное явление природы вызвало землетрясение силой до 4 баллов и значительное возрастание амплитуды приливо-отливных колебаний уровня, отмечавшееся около месяца.

Арктические ледяные острова имеют самую большую продолжительность жизни среди всех представителей морского льда. Покинув материнский ледник у острова Элсмир, эти долгожители попадают в западный дрейф, в котором движутся до меридиана мыса Барроу, там отворачивают на север и по огромной дуге возвращаются почти к месту старта. Путешествие по этому кругу продолжается 10–12 лет. Некоторые ледяные острова совершают по два и три таких круговорота, пока их не вынесет в пролив между Гренландией и Шпицбергенем. Из-за своей долговечности и исключительной прочности ледяные острова оказались удобными для устройства на их поверхности дрейфующих научно-исследовательских станций, ледовых аэродромов для тяжелых самолетов, и в этом качестве они активно используются в настоящее время.

4.6. Дрейфующий лед

Основные черты ледового режима Северного Ледовитого и Южного океанов определяют дрейфующие льды, занимающие наибольший объем и площадь распространения среди всех конжеляционных морских льдов. Их главное отличительное свойство – непрерывное перемещение в пространстве. Следует считать правилом, что дрейфующий лед образуется в одном месте, а разрушается и тает в другом.

Дрейфующие льды представлены исключительно льдами нагромождения. Если среди припая можно обнаружить участки льдов спокойного намерзания, то среди дрейфующих льдов такие формы практически не встречаются. Толстые ровные ледяные поля на изломе обнаруживают слоистость и оказываются продуктом смерзания нескольких тонких льдин, надвинутых одна на другую. В большинстве случаев дрейфующие льды оказываются образованными в результате двух процессов, а именно наслаивания и смерзания на ранних этапах развития и торошения на заключительных этапах формирования. Эти два процесса, вызванные давлением ветра на ледяные поля, в итоге формируют все многообразие дрейфующих льдов.

Главными составляющими фрагментами дрейфующих льдов являются ледяные поля и битый лед. Все льдины с размерами более двадцати метров принято относить к классу ледяных полей, среди которых различают малые, большие, обширные и гигантские (последние более 10 км в поперечнике). Обломки ледяных полей менее 20 м в поперечнике причисляют к классу битого льда, который, в свою очередь, принято делить на крупно- и мелкобитый.

Средняя толщина арктических дрейфующих льдов варьирует от 0,7 до 3,6 м. Однолетние льды разделяют на тонкие (менее 70 см в толщину), средние (70–120 см) и толстые (120–180 см). Двухлетний лед намерзает в среднем до 240 см. Многолетние льды сильно различаются по толщине в зависимости от района распространения. Сибирские трех–четырёхлетние льды имеют толщину от 240 до 280 см, канадские периферийные льды от 280 до 320 см, наконец, самые мощные канадские и аляскинские многолетние льды достигают в среднем 360 см. Таким образом, самые мощные многолетние льды образуются в американском секторе Арктики, а тонкие однолетние – преобладают в европейском секторе.

Дрейф большого скопления ледяных полей почти никогда не бывает равномерным поступательным движением в определенном направлении. Обычно ледяные поля движутся с разной скоростью, меняют направление, иногда их движение приобретает вращательный характер. Между двумя соседними группами ледяных полей, дрейфующих с разной скоростью или в противоположных направлениях, возникает более или менее широкая

полоса льда с неустойчивыми характеристиками дрейфа. Такую полосу или зону называют *дрейфоразделом*. Обычно дрейфоразделы бывают заполнены обломками ледяных полей и разными формами битого льда.

Если группа ледяных полей перемещается относительно неподвижного ледяного массива или вдоль кромки припая, то подобная зона контакта называется *ледовой границей*. Края ледяных полей на ледовой границе испытывают значительные касательные напряжения в результате взаимного трения и обламываются. Между ними образуется особенно мелко раздробленный лед, часто называемый *тертым льдом*. Это первая форма битого льда, у которой горизонтальные размеры соизмеримы с вертикальными. При продолжительном касательном взаимодействии ледяных полей тертый лед нагромождается в зоне контакта в виде длинных гряд.

В зимнее время можно наблюдать особенно мелкий, почти порошкообразный, сыпучий тертый лед, напоминающий старый снег, но отличающийся сероватым оттенком. С наступлением теплого сезона эта самая тонкая фракция тертого льда подвергается быстрому таянию и в летнее время почти не встречается.

Тертый лед, в больших количествах попадающий в воду, превращается в скопления, называемые *ледяной кашей*. Это вязкая, плотная масса мелких плавающих ледяных обломков, образовавшихся при раздроблении любых крупных форм льда, но чаще всего основу ледяной каши составляют тертый лед и разбитые фрагменты блинчатого льда и ниласа. Под действием ветра такие обломки иногда сбиваются в полосы от 100 до 500 м шириной, располагающиеся вдоль кромки сплоченных дрейфующих льдов, у берега или у кромки припая. В последних случаях часто образуется так называемый *набивной лед*. Такой лед сбивается ветром в слой от 2 до 20 м толщиной и на отмелях может занимать все пространство от поверхности до дна. Скопления набивного льда легко разрушаются при изменении направления ветра, но в зимнее время могут иногда смерзаться и образуют в таких случаях полосы очень толстого, трудно проходимого для судов льда.

Реальные представления о скорости дрейфа льдов Северного Ледовитого океана были получены по результатам наблюдений на дрейфующих кораблях и станциях “Северный полюс”. По этим

данным ледяное поле проходит в среднем за сутки от 0,4 до 6,8 км. В то же время в отдельных районах наблюдались очень высокие скорости, когда среднемесячная скорость дрейфа достигала 11 км в сутки.

Схема циркуляции льдов Северного Ледовитого океана приведена на рис. 4.2. На представленной схеме ясно выделяются два генеральных направления дрейфа: Канадско-Аляскинский антициклонический круговорот и трансарктический дрейф от Берингова пролива через Северный полюс в Гренландское море и далее в Северную Атлантику. В зависимости от того, в какой дрейф попадет ледяное поле, время его существования может меняться в довольно широких пределах. Трансарктический дрейф продолжается в среднем 3–5 лет, и ледяное поле, прошедшее этим путем, выносятся в Северную Атлантику и растаивает. Такая же льдина, попавшая в антициклонический круговорот, может путешествовать в нем

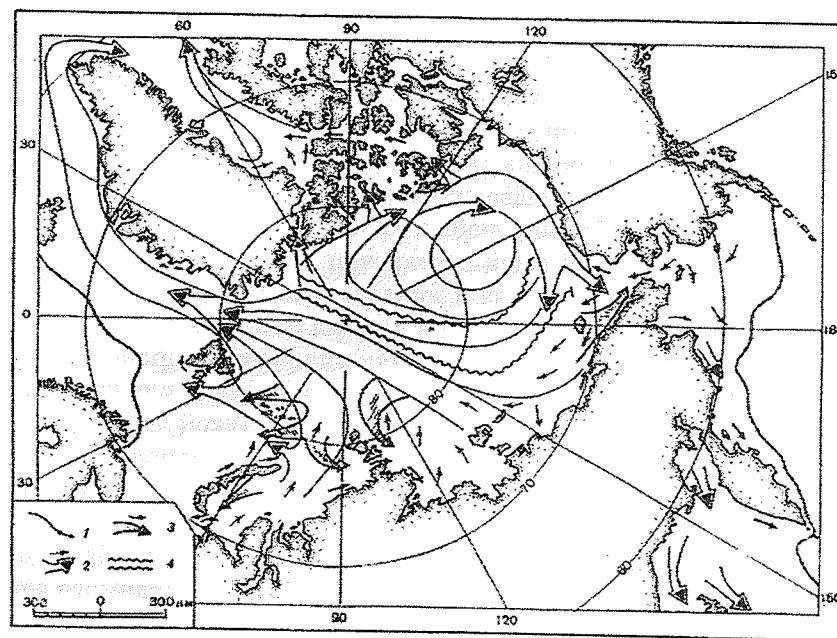


Рис. 4.2. Схема дрейфа льдов Северного Ледовитого океана [8] (1 – граница наибольшего распространения льдов, 2 – главные направления дрейфа, 3 – потоки льдов, наблюдающиеся в теплый сезон, 4 – дрейфораздел)

десятки лет, совершая один оборот за время от 3 до 10 лет в зависимости от расстояния до центра круговорота.

Между двумя основными направлениями дрейфа существует широкая полоса дрейфораздела, вытянутая по большой дуге от м. Барроу на Аляске к м. Моррис Джесеп в Гренландии. Дрейфующие ледяные поля, попадая в эту полосу, могут изменять генеральное направление своего дрейфа.

Приведенная карта дрейфа весьма схематична и отражает только самые характерные черты циркуляции арктических льдов в среднемноголетнем плане. Фактическая картина дрейфа всегда гораздо сложнее, изобилует отклонениями от схемы, содержит много местных особенностей.

Степень концентрации льдов принято характеризовать термином *сплоченность*. Согласно международной номенклатуре морских льдов [11], сплоченностью называется отношение площади льдин в зоне, где они распределены сравнительно равномерно, к общей площади этой зоны, выраженное в десятых долях (в баллах). Общая сплоченность включает все наблюдаемые возрастные виды и формы льда, частная сплоченность может относиться к определенному возрастному виду или форме льда и представлять только часть общей сплоченности.

Сплоченность дрейфующих льдов Центрального Арктического бассейна обычно близка к 10 баллам. Но даже в период наибольшего развития льдов в марте–апреле там часто можно обнаружить пространства открытой воды. Это широкие трещины, небольшие разводья и полыньи, образующиеся в результате ветровых разрывов сплоченного ледяного покрова и существующие от нескольких часов в зимнее время до нескольких суток летом. В летнее время количество и площадь разводий увеличивается, но их суммарная площадь редко превышает 10% площади всей рассматриваемой акватории. В зимнее время такие пространства открытой воды либо закрываются смыкающимися ледяными полями, либо затягиваются молодым льдом. Летом, когда льдообразование прекращается, пространства открытой воды среди дрейфующих льдов закрываются только в результате перемещения соседних ледяных полей и поэтому существуют большее время и на большей площади.

Наиболее крупные, плотно сжатые ледяные поля, составляющие ядро дрейфующих льдов Центральной Арктики, получили назва-

ние *полярного*, или *арктического пака*. Пак представляет собой развитые и законченные формы многолетних льдов морского происхождения. Паковые ледяные поля редко взламываются и почти не подвергаются торошению. Их поверхность ровная, иногда холмистая. Гряды старых торосов сглажены, свежие торосы располагаются только по краям и сложены из обломков молодого льда, образовавшегося в зимних разводьях. Надводные части паковых льдов почти пресные, имеют малую пористость и, соответственно, высокую плотность.

Паковые льды – это самые мощные и прочные из дрейфующих льдов Северного Ледовитого океана, наиболее тяжелые в навигационном отношении.

4.7. Нарастание льда, предельная толщина ледяного покрова и возраст морских льдов

Установление ледяного покрова, даже очень тонкого, прерывает непосредственный обмен теплом на границе океана и атмосферы. Образовавшийся лед выполняет роль изолирующего слоя, и в дальнейшем теплота кристаллизации отводится в атмосферу только через слой льда, пропорционально его теплопроводности и толщине. С ростом толщины льда отвод тепла замедляется, и скорость дальнейшего нарастания льда падает.

Расчет толщины льда есть задача ледового прогноза. Теоретические основы для создания формулы расчета нарастания морского льда были заложены еще в 90-х годах XIX века. За прошедшее время создано множество формул, но самые лучшие из них пока нельзя признать удовлетворяющими всем требованиям практики. В общем виде выражение для расчета толщины льда можно записать следующим образом:

$$h_i = f[T_i, T_i(z), T_w(z), S_i, C_s, \lambda_i], \quad (4.1)$$

где h_i – толщина льда, T_i – температура воздушной поверхности льда, $T_i(z)$ – вертикальный профиль температуры в толще льда, $T_w(z)$ – вертикальный профиль температуры в подледном слое воды, S_i – соленость льда, C_s – эффективная теплоемкость льда, λ_i – коэффициент теплопроводности льда.

Все величины, стоящие в правой части выражения (4.1), суть переменные, и нахождение большинства из них само по себе пред-

ставляет определенные трудности. Легче всего и с наименьшими погрешностями измеряется только температура воздуха над льдом.

Поэтому в дальнейшем ледоисследователи пошли по пути создания эмпирических формул, в которых толщина льда рассматривалась как функция суммы среднесуточных отрицательных температур (иначе называемой суммой градусодней мороза).

Впоследствии Н. Зубов [7] предложил простую эмпирическую зависимость:

$$h_i^2 + 50h_i = 8R, \quad (4.2)$$

где h_i – толщина льда в см, R – сумма отрицательных среднесуточных температур. Многочисленные расчеты, выполненные по этой формуле, показали довольно тесное сходство получаемых результатов с данными натурных измерений.

Представление о том, как меняется скорость нарастания льда с ростом его первоначальной толщины, можно получить из данных табл. 4.1. Анализ этих данных показывает, что скорость нарастания льда замедляется по мере того, как увеличивается первоначальная толщина льда. При начальной толщине льда 100 см его суточный прирост уменьшается в пять раз, а при 200 см – в восемь раз по сравнению с толщиной льда, образующегося при тех же внешних условиях на поверхности воды.

Таблица 4.1

Суточный прирост морского льда в зависимости от среднесуточной температуры воздуха T и начальной толщины льда h_{i0} , по Н. Зубову [7].

Толщина льда h_{i0} , см	Температура воздуха T (°C)							
	-5	-10	-15	-20	-25	-30	-35	-40
0	0,8	1,6	2,4	3,2	3,8	4,7	5,5	6,3
10	0,6	1,1	1,7	2,3	2,9	3,4	4,0	4,6
20	0,4	0,9	1,3	1,8	2,2	2,6	3,1	3,5
30	0,4	0,7	1,1	1,5	1,8	2,2	2,6	3,0
50	0,3	0,5	0,8	1,1	1,3	1,6	1,9	2,1
100	0,2	0,3	0,5	0,6	0,8	1,0	1,1	1,3
150	0,1	0,2	0,3	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
200	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,5	0,6	0,7

Нарастание льда еще больше замедляется при появлении на его поверхности снежного покрова. Малая теплопроводность снега ослабляет поток тепла из океана в атмосферу настолько, что при больших толщине льда и высоте снежного покрова на нем нарастание льда может практически прекратиться.

Нарастание льда зависит также от солености верхнего слоя воды, характера течений, приливов и многих других факторов. Но и без их рассмотрения можно сделать вывод, что спокойное нарастание льда в определенный момент прекращается, а значит, существует некоторая предельная толщина льда, которой в данном районе может достигнуть ледяное поле за один зимний сезон. Самой большой толщины арктические морские льды достигают обычно в апреле. В дальнейшем, с увеличением температуры воздуха поток тепла из океана в атмосферу ослабевает настолько, что толщина льда перестает увеличиваться. Постепенно нарастание льда снизу сменяется его таянием сверху. В зависимости от толщины ледяного поля и его местонахождения оно может растаять за лето полностью или частично.

Показателем климатических условий данного района в приложении к вопросу о зимнем нарастании и летнем таянии льда будем считать сумму среднесуточных отрицательных температур R в градусоднях и толщину слоя летнего стаивания Δh_i в см. В таком случае R будет интегральной климатической характеристикой зимнего режима данного района, а Δh_i соответствующим показателем летнего режима. Если выбранные характеристики устойчивы во времени, то есть не испытывают заметных колебаний в течение нескольких лет, а гипотетическое ледяное поле дрейфует в районе, где выбранные величины R и Δh_i постоянны, можно по формуле (4.2) вычислить толщину нарастания льда за один зимний сезон.

Такие расчеты были выполнены Н. Зубовым [7] для $R = 6000$ и разных величин летнего стаивания. Если в начальный момент лед отсутствует, то к концу первой зимы нарастает слой льда толщиной 196 см. Если за летний сезон растает слой льда в 100 см, то второй зимний период намерзания начнется с толщины льда 96 см. К концу второй зимы намерзает еще 129 см и общая толщина ледяного поля составит 225 см. С каждым новым циклом зимнего намерзания и летнего стаивания толщина льдины к концу зимы будет увеличиваться на меньший слой.

Это хорошо видно на рис. 4.3 (нижняя кривая). Чтобы ледяное поле в таких условиях достигло максимальной, а точнее сказать, равновесной толщины, необходимо, чтобы слой льда ежегодного зимнего нарастания стал равен слою летнего стаивания, в нашем примере 100 см. При выбранных условиях это произойдет к концу одиннадцатой зимы, когда лед достигнет предельной толщины 265 см. При величине летнего стаивания 90 см предельная толщина льда составит 287 см и будет достигнута к концу 13-й зимы (средняя кривая на рис. 4.3). Если за лето стает 80 см, лед будет нарастать до 315 см, на что потребуется около 17 зимних сезонов (см. верхнюю кривую). Следует обратить внимание на то, что кривые нарастания льда на рис. 4.3 не отражают внутригодовых колебаний толщины, происходящих из-за летних стаиваний льда, а соединяют значения максимальной толщины льда, достигаемой к концу каждого зимнего сезона.

Если в район с рассматриваемыми условиями намерзания и таяния попадет ледяное поле большей толщины, чем равновесная, то процессы летнего стаивания в нем будут преобладать над

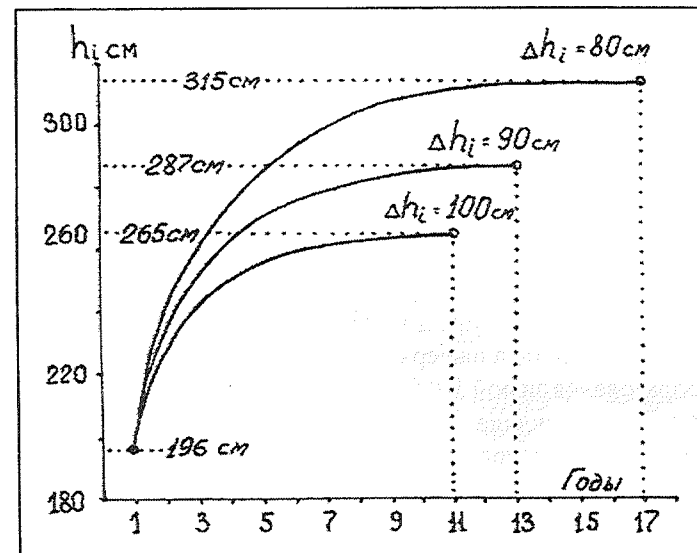


Рис. 4.3. Нарастание толщины многолетнего льда до равновесной величины в зависимости от толщины слоя летнего стаивания Δh_i .

зимним намерзанием, и толщина льда будет уменьшаться, стремясь к равновесной величине.

Расчеты показывают, что изменение величины R мало влияет на общую тенденцию изменения толщины льда, следовательно, главным фактором в многолетнем процессе нарастания льда является летний режим. Чем больший слой льда растаивает за лето, тем быстрее достигается равновесная толщина льда, тем тоньше оказывается многолетний лед.

Согласно результатам расчетов, паковые льды центральной части Арктического бассейна достигают равновесной толщины через 10–12 лет. Каков же реальный возраст многолетних льдов Арктики? Поскольку морские льды намерзают снизу, а тают преимущественно сверху, то слои образующегося льда с каждым годом постепенно перемещаются вверх и через несколько лет достигают поверхности. По этой причине на поверхность льда попадают и там скапливаются все инородные предметы, тем или иным способом попавшие в толщу льда. Исследования ледяных кернов, полученных при бурении паковых ледяных полей, показали отчетливо выраженную слоистость, выражающуюся в характерной изменчивости кристаллической структуры каждого годового слоя.

Рассмотрим структуру льда на вертикальном разрезе, выполненном на дрейфующей станции СП-4 [15]. Под слоем снега располагается верхний, так называемый деятельный слой льда, толщина которого в зависимости от местных климатических условий меняется в пределах от 50 до 100 см, а в рассматриваемом случае этот слой достигал 54 см. Это был уже сильно метаморфизованный слой льда, образовавшийся ранее 1947 г. Под деятельным слоем выделены 9 годовых слоев льда, намерзание которых происходило с зимы 1947–48 гг. (самый верхний) до 1955–56 гг. (самый нижний). Наиболее толстый слой льда намерз в зиму 1948–49 гг. (48 см), а самый тонкий образовался зимой 1950–51 гг. (25 см). Общая толщина льда без слоя снега составляла 355 см.

Таким образом, возраст ледяного поля, на котором размещалась СП-4, был не менее девяти лет. Судя по сравнительно тонким слоям ежегодного намерзания (в среднем менее 40 см), это ледяное поле формировалось в высоких широтах и было близко к равновесному состоянию. Нужно отметить, что между возрастом и толщиной льда нет прямой связи. В районе той же стан-

ции СП-4 находилось ледяное поле толщиной 260 см. Самый “старый” верхний слой льда в нем образовался осенью 1954 г., а работы выполнялись летом 1956 г.

4.8. Понятие о ледовитости полярных морей

Площадь моря, занятая льдами, является наиболее показательным внешним признаком ледяного покрова. Объем льда, его толщину, прочность определить гораздо труднее, чем площадь распространения. Исходя из этого, понятие термина *ледовитость* прежде всего означает площадь той или иной акватории, временно или постоянно покрытую льдами. Можно говорить о ледовитости океана, моря, залива или другого водного пространства, имея в виду площадь распространения льдов.

Ледовитость не следует смешивать с термином сплоченность льда. Сплоченность – это навигационная и очень изменчивая характеристика, относящаяся обычно к району плавания и оценивающая количество льда на данный момент. Ледовитость – термин географический, характеризующий данную морскую акваторию в многолетнем плане.

По степени ледовитости все морские акватории можно разделить на четыре части. В одной из них морские льды образуются и существуют круглый год, как это наблюдается в Центральной Арктике. Во второй – морские льды образуются и существуют только в осенне-зимнее время, то есть там ежегодно существует безледный период, пример – Белое море. Третью часть составляют такие акватории, где льды не образуются, но регулярно существуют в результате адвекции из соседних (лед из моря Баффина ежегодно выносится в Северную Атлантику). Наконец, к четвертой части относятся безледные акватории.

Численные оценки ледовитости, включенные в данный раздел, кроме специально оговоренных случаев, приводятся по данным работы В. Котлякова [8]. В других источниках могут встретиться несколько отличающиеся характеристики, что объясняется недостаточной изученностью предмета и непрерывно происходящими уточнениями. В основном приводимые величины масс, объемов и площадей распространения льдов верны и позволяют составить правильное представление о ледовитости.

Морские льды покрывают в среднем за год 23,74 млн км² что составляет 6,6% площади Мирового океана. В Северном полушарии морские льды занимают 12,65 млн км², на Южное полушарие приходится 11,09 млн км². Сезонные колебания размеров замерзающих акваторий довольно велики, особенно в Южном океане. В Северном полушарии площадь покрытой льдом поверхности колеблется от 8 млн км² в сентябре до 16 млн км² в апреле, в Южном полушарии, соответственно, от 3 млн км² в марте до 19 млн км² в октябре (рис. 4.4).

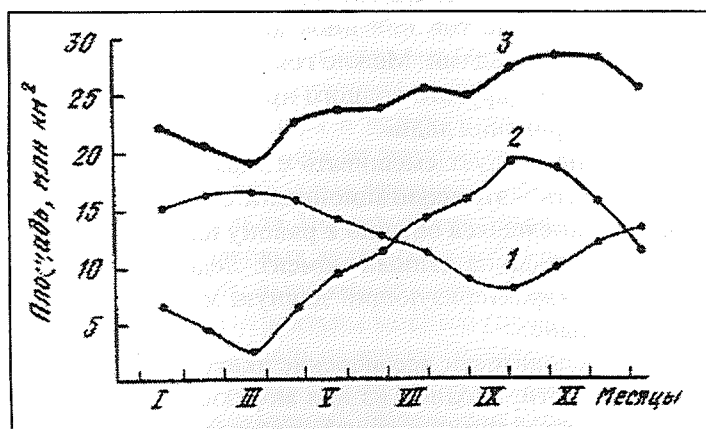


Рис. 4.4. Изменение площади, занимаемой морскими льдами (млн км²) в течение года в Северном полушарии (1), Южном полушарии (2) и Мировом океане в целом (3) [8]

Ежегодно из морской воды образуется около 33 тыс. км³ льда, из которых 13 тыс. км³ приходится на Северное полушарие и 20 тыс. км³ – на Южное. С учетом многолетних льдов в высоких северных широтах суммарный объем морских льдов колеблется от 20 тыс. км³ в сентябре до 35 тыс. км³ в апреле. В Южном океане объем морских льдов в течение года изменяется от 7 до 30 тыс. км³.

Наибольшую площадь, около 27 млн км², морские льды в Мировом океане занимают в сентябре–октябре. Объем льдов в это время составляет около 50 тыс. км³. Соответственно наименьшая площадь морских льдов, около 19 млн км², наблюдается в апреле–марте, а объем их в это время достигает 42 тыс. км³.

Продолжительность существования ледяного покрова в зависимости от многих условий меняется в очень широких пределах, от нескольких месяцев (один зимний сезон) до 10 и более лет. Однако льдов “долгожителей” в океане сравнительно мало, и средняя продолжительность существования морского льда лишь немногим более одного года. В Северном Ледовитом океане ледяные поля существуют в среднем 1,3 года, в Южном океане, где многолетние льды практически отсутствуют, средний возраст льдов составляет 0,8 года. Средняя толщина морских льдов в Мировом океане составляет около полутора метров.

Распределение льдов в Северном Ледовитом океане показано на карте, составленной по средним многолетним данным для февраля (рис. 4.5). Припайные льды в это время хорошо развиты в районе архипелага Земля Франца-Иосифа, у Северной Земли, в районе Новосибирских островов и, особенно, в Канадском Арк-

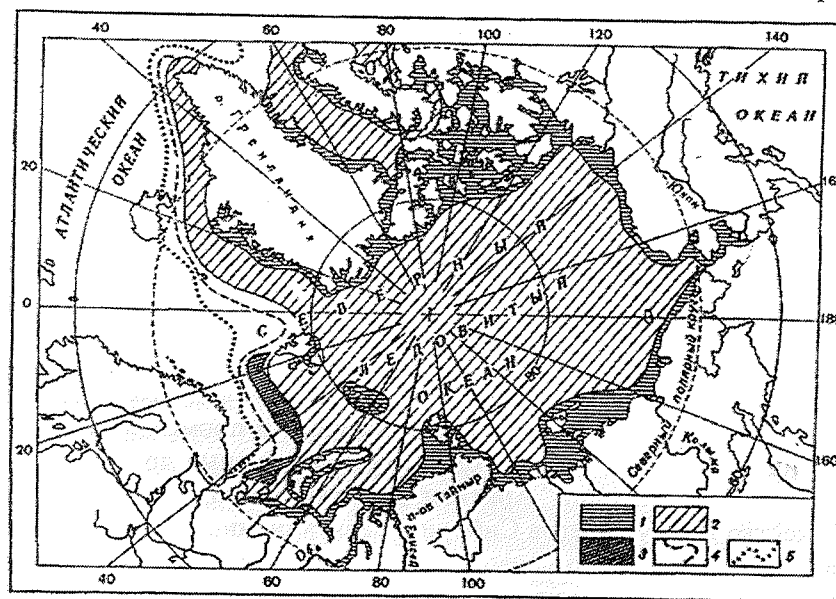


Рис. 4.5. Среднее распространение льдов разной сплоченности в Северном Ледовитом океане в феврале; 1 – льды сплоченностью 10 баллов, 2 – 9–10 баллов, 3 – 5–8 баллов, 4 – граница распространения 5-бальных льдов, 5 – граница распространения льдов сплоченностью 1 балл и выше [8]

тическом архипелаге. Сплошные, 9–10-балльные дрейфующие льды занимают всю центральную часть океана и широкими полосами окаймляют восточное и часть западного побережий Гренландии. Льды средней сплоченности наблюдаются только в Баренцевом море, южная часть которого остается свободной ото льда, а в центральной его части наблюдаются разреженные льды.

Ледяной покров Арктики не однороден даже в областях распространения сплошных льдов. В некоторых районах льды образуются раньше, и сформировавшиеся там ледяные поля всегда сохраняют исключительно высокую сплоченность. По этой причине разрушение и таяние льдов в этих районах протекает значительно менее интенсивно. На акватории Северного Ледовитого океана существует несколько таких центров льдообразования, отличающихся исключительной ледовитостью и потому получивших название *ледяных массивов*. Ледяные массивы возникают, формируются и существуют продолжительное (десяtkи лет) время вокруг островных архипелагов и отдельных островов, которые задерживают дрейфующие льды, вблизи изрезанных берегов, а также в центральных частях стационарных круговоротов. Размещение и относительные размеры некоторых ледяных массивов Арктики показаны на рис. 4.6.

В ледяных массивах даже летом сплоченность льда не бывает ниже 7 баллов, поэтому с наступлением холодного времени года они становятся активными центрами образования молодого льда.

Ледовитость полярных морей не остается постоянной. Колебания климатических характеристик приводят к довольно существенным изменениям ледовой обстановки. В первые десятилетия XX века в Арктике наблюдались тяжелые ледовые условия, ставшие причиной неудач многих научных и промысловых экспедиций. Но к концу 20-х годов моряки и ученые дружно заговорили о “потеплении” Арктики. Действительно, в 30-е годы количество льда у берегов Сибири в навигационный период стало заметно меньше, что позволило тогда осуществить многие высокоширотные экспедиции и ввести в эксплуатацию Северный морской путь (СМП). В 1932 г. деревянный парусно-моторный бот “Н. Книпович” под руководством профессора Н. Н. Зубова обогнул с севера архипелаг Земля Франца-Иосифа, чего до той поры не удавалось сделать ни одному из кораблей прошлых лет.

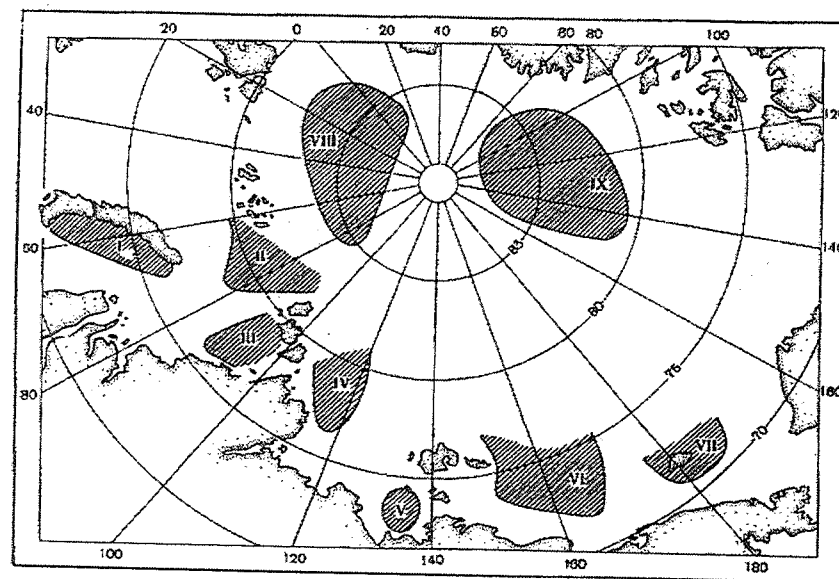


Рис. 4.6. Ледяные массивы и их расположение в Северном Ледовитом океане: I – Новоземельский, II – Северный Карский, III – Североземельский, IV – Таймырский, V – Янский, VI – Айонский, VII – Врангелевский, VIII – Сибирский океанический, IX – Канадский океанический [8]

В том же 1932 г. ледокольный пароход “А. Сибиряков” (мощность паровой машины 2000 л. с.) под командой капитана В. И. Воронина и начальника экспедиции профессора О. Ю. Шмидта впервые прошел за одну навигацию по всей трассе СМП от Архангельска до Берингова пролива.

Представление о колебаниях ледовитости Северного Ледовитого океана в 20–70-е годы XX века дает рис. 4.7. Отмечавшаяся до 50-х годов тенденция к уменьшению количества льдов в навигационный период, когда площадь, занимаемая льдами сократилась почти на 1,5 млн км², быстро перевернулась на обратную. Количество льдов резко возросло, но не надолго, после чего снова начало уменьшаться.

Ряды наблюдений пока еще недостаточно длинны для точных прогнозных расчетов, но качественные оценки уже возможны. Для того, чтобы объем арктических льдов сократился вдвое, а площадь их распространения при этом уменьшилась на 1 млн км²

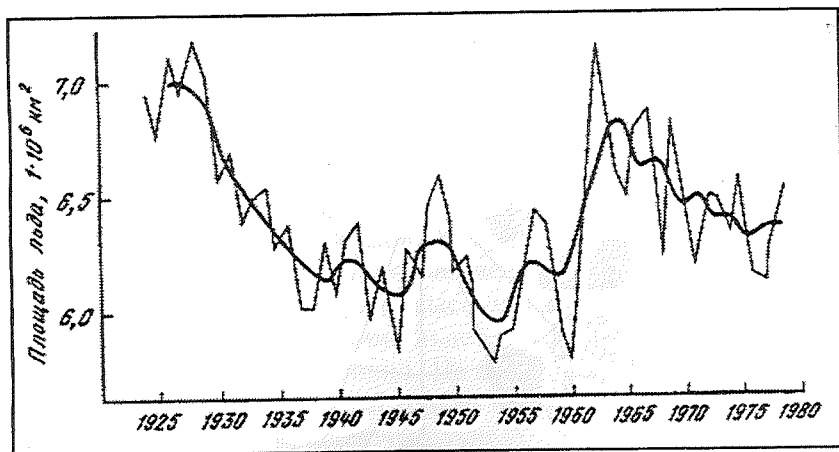


Рис. 4.7. Изменение площади льдов в Северном Ледовитом океане во второй половине августа с 1925 по 1980 гг. [8]

необходимо, чтобы средняя зимняя температура воздуха над ледяным покровом поднялась на 5°C . Такое потепление полярной атмосферы даже при существенном антропогенном воздействии в ближайшее время почти невероятно. Можно утверждать, что морские ледяные покровы очень устойчивы, и несмотря на значительные колебания ледовитости с 30–40-летним периодом представляют в климатическом отношении очень стабильный фактор.

5. ДИНАМИКА, ДЕФОРМАЦИИ И РАЗРУШЕНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Морской лед находится в состоянии непрерывного движения. Под действием ветра, течений, приливо-отливных явлений и резких перепадов температуры ледяные поля перемещаются по поверхности моря, образуют скопления и разрежения, сталкиваются, разламываются, нагромождаются. Ледяной покров всегда находится в той или иной стадии деформации. Это, прежде всего, горизонтальное смещение льдин, изменение их пространственной ориентации и вращение, в совокупности определяемое общим термином дрейф.

Кроме этого в ледяных массивах постоянно идут два разнонаправленных процесса. Механическое и термическое дробление льда нарушает монолитность ледяных полей, сплывание и последующее сmerzание восстанавливают целостность и прочность льда.

Выпадающий на поверхность льда снег притапливает лед, а кроме того из-за низкой теплопроводности уменьшает поток тепла из океана в атмосферу. Большие перепады температуры вызывают в толще льда появление термических трещин, снижающих его прочность. Приливные течения и колебания уровня создают стационарные трещины и вызывают периодические подвижки льда.

5.1. Ветер и морские льды

Самое сильное деформирующее действие на лед оказывает ветер. Свежий ветер, дующий в течение нескольких часов, передает ледяному массиву количество энергии, достаточное для возникновения горизонтального поступательного движения, называемого ветровым дрейфом льда. Первые натурные исследования этого явления были выполнены Ф. Нансеном во время дрейфа норвежского судна “Фрам” в 1893–95 гг. через центральную часть Северного Ледовитого океана. Ф. Нансен установил, что вектор движения льдов отклоняется вправо от направления ветра на 28° , а скорость ледового дрейфа составляет $1/50$ долю скорости ветра. Последняя характеристика получила название ветрового коэффициента.

Новые наблюдения за характером ветрового дрейфа были сделаны на первой дрейфующей станции “Северный полюс” в период с июня 1937 по февраль 1938 г., а также во время вынужденного дрейфа ледокольного парохода “Г. Седов”, повторившего путь “Фрама” в 1938–40 гг. Начиная с 50-х годов XX века обширный материал о характеристиках ледового дрейфа стал поступать с советских и американских дрейфующих станций. Анализ этих материалов подтвердил выводы Ф. Нансена. В открытой части Северного Ледовитого океана, вдали от искажающего влияния берегов и островов направление дрейфа льда в среднем отклоняется на 30° вправо от направления преобладающего ветра, что объясняется влиянием кориолисова ускорения, а ветровой коэффициент (скорость дрейфа) составляет $0,02$ средней скорости ветра.

Характеристики ветрового потока определяются барическим полем. Сопоставляя синоптические карты с материалами дрейфа

станции “Северный полюс” и парохода “Г. Седов”, Н. Зубов [7] установил, что генеральный дрейф льдов направлен по изобарам, при этом область высокого давления остается справа, а область низкого давления слева от направления дрейфа. Это правило впоследствии было подтверждено массовыми наблюдениями. Линия дрейфа льда направлена по касательной к изобаре в данной точке.

Следует подчеркнуть, что приведенные величины отклонения вектора дрейфа льдов от направления ветра и ветрового коэффициента нужно представлять как средние статистические характеристики. Кроме ветра на характер движения льдов оказывают влияние многие другие факторы, такие, как толщина льда, его торосистость, степень сплоченности и тому подобные, что в каждом конкретном случае может приводить к значительным отклонениям от описанных правил.

Приведенные выше характеристики ветрового дрейфа относятся к ледяным массивам высокой сплоченности, то есть к 8–10-балльным и сплошным льдам. Разреженные льды и одиночные льдины ведут себя под воздействием ветра иначе.

Одиночно плавающие льдины имеют в плане разную форму, но при многих столкновениях их края обламываются таким образом, что чаще всего форма льдины становится выпуклой, овальной и с некоторым допущением ее можно считать эллиптической. Для того, чтобы льдина приобрела поступательное движение, давление ветра должно преодолеть сопротивление воды. Замечено, что под действием ветровой нагрузки, лишенные хода и дрейфующие корабли всегда разворачиваются лагом к ветру. Аналогичным образом ведут себя и одиночные льдины. Анализируя этот процесс, Н. Зубов пришел к выводу, что при возникновении ветра льдина эллиптической формы прежде всего разворачивается так, чтобы векторы давления ветра и сопротивления воды были параллельны малой оси льдины, и только после этого приобретает поступательное движение (рис. 5.1).

Скорость и направление дрейфа одиночной льдины существенно зависят от ее размеров и осадки. Чем меньше и тоньше льдина, тем выше ее скорость. Чем выше скорость одиночной льдины, тем меньше отклонение направления ее дрейфа от направления ветра. Дрейф разреженных льдов в зависимости от степени их сплочен-

ности будет представлять нечто среднее между дрейфом крупного, сплоченного ледяного массива и дрейфом одиночной льдины. Разреженный битый лед под действием ветра имеет тенденцию выстраиваться в полосы, вытянутые поперек направления ветра и разделенные пространством чистой воды. При этом с подветренной стороны оказываются самые крупные льдины, а с наветренной – самые мелкие.

В случае прекращения ветра полосы льда быстро распадаются из-за разной инерционности. Мелкие обломки прекращают движение и останавливаются сразу после прекращения ветра,

тогда как крупные продолжают движение по инерции тем дольше, чем крупнее их размеры. Если ветер меняет направление, полосы битого льда перестраиваются, изменяя свою ориентацию соответственно новому направлению действующей силы.

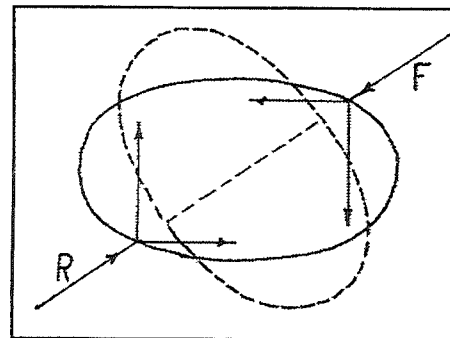


Рис. 5.1. Изменение ориентации одиночной льдины эллиптической формы под действием силы ветра F и сопротивления воды R , по Н. Зубову [7]

5.2. Торошение

Среди многочисленных проявлений деформационных изменений ледяного покрова одним из наиболее характерных является *торошение*, происходящее во всех ледовитых морях. Торошением называется процесс образования *торосов* – крупных нагромождений ледяных обломков, часто располагающихся в виде гряд между соседними плотно сжатыми ледяными полями.

Торошение вызывается главным образом ветром, в меньшей степени – приливами, а также термическими причинами, очень редко и в слабой степени. Главная причина торошения – давление ветра на поверхность ледяного поля, прежде всего вызывающее его перемещение или дрейф. В сплоченном ледяном покрове льдины имеют разные размеры, конфигурацию и шероховатость поверхности. Это приводит к тому, что отдельные участки ледяного покрова даже при равномерном ветре приобретают разные импульсы и дрей-

фуют с разной скоростью. При такой ситуации неизбежно начинают возникать области конвергенции, где начинаются сжатия льдов. Особенно сильные сжатия происходят в том случае, когда дрейф льдов останавливается каким-либо препятствием. Это может быть берег, полоса припайного неподвижного льда, островной архипелаг или очень крупный массив пакового льда.

Неравномерность поля ветра вызывает кроме горизонтального дрейфа еще вертикальные колебания льдов из-за возникновения ветровых волн, которые производят разлом ледяных полей. Если такие разломы возникают в молодых очень тонких льдах, то при сжатиях происходят подсовы или наплзания льдин друг на друга. Торошение же чаще всего наблюдается во льдах, достигших определенной толщины, обычно не менее 10–15 см. Сжатие относительно толстых льдин выводит их соприкасающиеся участки из равновесного состояния. Края льдин принимают наклонное положение, отламываются и либо выпираются вверх, либо погружаются в воду. В первом случае, поднятые обломки под действием собственного веса стремятся опуститься вниз, во втором – глубоко погружившиеся куски льда стремятся всплыть, выталкиваемые архимедовыми силами. Продолжающееся сжатие приводит к дроблению новых участков ледяных полей, их сдавливанию, и постепенно возникает то хаотическое нагромождение обломков льда, которое называется торосом (рис. 5.2).

В зависимости от того, какой вид торошения преобладает на данном участке, различают *торосы взлома*, *торосы раздробления* и *набивные торосы*. Первые сложены крупными немногочисленными обломками льдин, стоящими наклонно или почти вертикально и резко выделяющимися на окружающем фоне. Торосы взлома характерны для молодых однолетних льдов. Торосы раздробления представляют собой валы или гряды, а иногда обширные поля, сложенные из беспорядочно нагроможденных мелких обломков. Чаще всего торосы этого вида окаймляют мощные многолетние ледяные поля, которые при взгляде сверху напоминают гигантскую мозаику, состоящую из ровных полей, разделенных торосистыми барьерами. Набивные торосы чаще образуются из молодого льда, сложены они из большого количества мелких обломков.

Описанные типы торосов в чистом виде возникают редко, а в большинстве случаев хорошо выделяются только сразу после

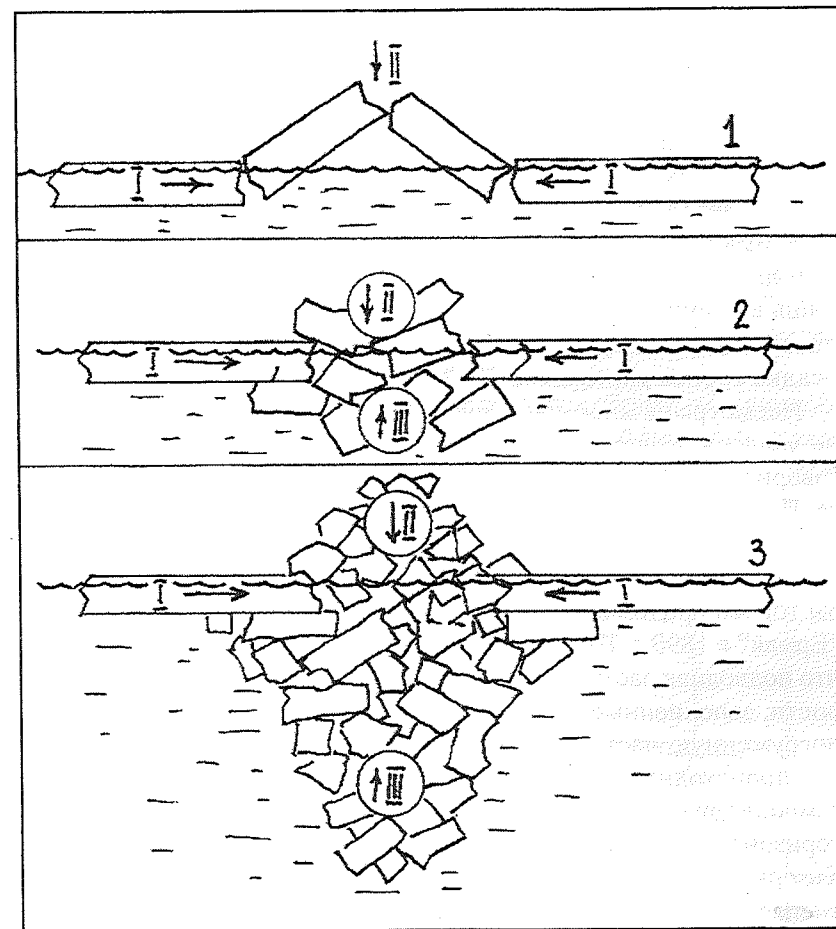


Рис. 5.2. Стадии образования тороса при сжатии ледяных полей: 1 – взлом, 2 – нагромождение, 3 – сформировавшийся торос. Стрелками показаны силы сжатия (I), силы тяжести (II) и архимедовы силы (III)

формирования, по преобладанию того или иного вида торошения. С течением времени вид тороса сильно изменяется, их особенности сглаживаются и типизация становится затруднительной.

Размеры торосов зависят от усилия сжатия и толщины сталкивающихся ледяных полей. Говоря о размерах торосов, имеют в виду, прежде всего, их высоту и осадку. Горизонтальная про-

тяженность торосистых гряд бывает самая разная, от нескольких десятков до многих сотен метров, в зависимости от длины зон взаимодействия ледяных полей. Средняя высота торосов в однолетних льдах от 1,5 до 2,0 м, в многолетних — от 2,0 до 2,5 м. Наибольшую высоту имеют свежие, только что образовавшиеся торосы. В дальнейшем торос уплотняется, засыпается снегом, сглаживается, а по мере размывания подводной части, оседает. Максимальная высота надводной части арктических торосов достигает 6–7 м, более высокие торосистые образования отмечены лишь в единичных случаях. Осадка торосов в среднем в пять раз превышает высоту их надводной части. Наибольшая измеренная осадка тороса составляет 20–24 м.

Несмотря на многочисленные попытки, до настоящего времени не удалось создать удовлетворительную теорию торошения, что говорит о большой сложности и многофакторности этого процесса. Поэтому здесь ограничимся феноменологическим его описанием и статистическими оценками.

Одну из первых попыток исследования вертикальной структуры тороса предпринял С. Макаров во время плавания на ледоколе “Ермак” в 1899 г. Тогда при бурении льда было впервые выяснено, что подводная часть тороса не монолитна, а включает крупные полости, заполненные морской водой. Обломки льдин, образующие погруженную часть тороса, не могут смерзаться так прочно, как это происходит в надводной части, прежде всего, из-за высокой температуры воды. Кроме того, подо льдом почти всегда существует горизонтальный перенос воды относительно льда, который оказывает размывающее действие на нижнюю часть тороса и ослабляет сцепление между обломками льда.

Представление о форме вертикального сечения тороса можно составить по модели, предложенной в работе В. Богородского и В. Гаврило [3] (рис. 5.3). Сечение тороса в этой модели представлено двумя равнобедренными трапециями, сложенными большими основаниями на уровне воды. Все линейные размеры тороса кратны высоте его надводной части h_n . Осадка тороса h_p равна $5h_n$. Угол ската надводной части $\alpha = 27^\circ$.

Всякое столкновение ледяных полей сопровождается разломами льда. Но далеко не всегда возникает форма классических торосистых гряд. В том случае, когда ледяное поле во время

сжатия упирается в соседнее поле каким-нибудь длинным узким выступом, последний обламывается и принимает иногда вертикальное положение. Подобные одиночные обломки льдин, вертикально вмерзшие посреди относительно ровного льда, называются *ропаками*.

Все сказанное выше о торошении относится к торосам открытого моря, возникающим среди дрейфующих льдов и постоянно находящихся на плаву. Значительно сильнее торошение проявляется в прибрежных районах, при нажиме льдов в сторону берега. Прибрежные торосы образуются в зоне взаимодействия мористой кромки припая с дрейфующим льдом.

В зависимости от направления ветра здесь образуются разрежения или сжатия. В случае сжатия давление дрейфующего льда на припай формирует торосистую гряду на кромке припая. В дальнейшем, отжимные ветры могут отогнать дрейфующий лед в море, и на образовавшемся пространстве открытой воды начнет нарас-

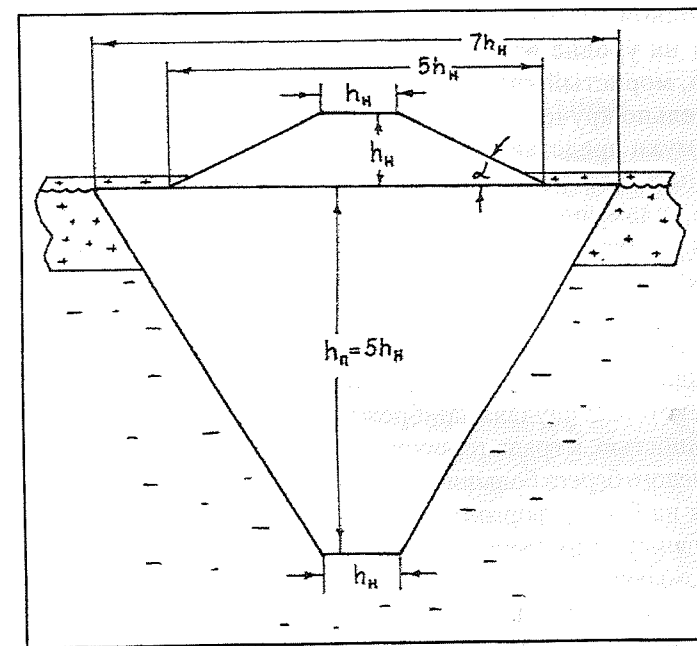


Рис. 5.3. Поперечный разрез гряды торосов по вертикали (модель) [3]

тать новая полоса припая. При повторении ветровой ситуации происходит новое торошение и образование еще одной гряды торосов, расположенной мористее первой. Описанный механизм может повториться за зиму два-три раза, и на припае таким образом возникнут несколько гряд торосов.

Особенно высокие торосы в прибрежной зоне возникают в том случае, когда подошва тороса касается дна. Прибрежные участки арктических морей большей частью отмельные, и возникающие там торосистые образования часто садятся на мель. Такие неподвижные торосистые образования, основание которых располагается на дне, называются *стамухами*. В отличие от сидящих на мели айсбергов, стамухи всегда сложены из обломков льда морского происхождения. Стамухи в арктических морях широко распространены и, как правило, располагаются вдоль изобат 20–25 м.

Надводные части стамух значительно выше, чем у торосов открытого моря и нередко возвышаются на 20 м и более над уровнем моря. Следовательно, соотношение высот их надводной и подводной частей близко к единице. Горизонтальные размеры стамух на уровне воды составляют обычно несколько десятков метров, мористый край более пологий, а обращенный к берегу — значительно круче.

Стамухи представляют собой весьма устойчивые формы морского льда, часто многолетние. В летнее время сильно распresенная талая вода заполняет пустоты в центральной части стамухи и, замерзая, превращает отдельные блоки льда в крепкий монолит. Не растаявшая за лето стамуха с началом нового сезона льдообразования становится центром торошения и скоро опять превращается в массивный холм, сложенный из обломков морского льда.

В некоторых случаях прибрежное торошение взламывает припай полностью, и гряда торосов подступает к самому берегу. В случае отмелого берега большие массы льда выдавливаются выше уреза воды, и на берегу формируются крупные ледяные валы. Если такие ледяные образования находятся выше прибойных заплесков и не размываются водой, они могут не растаять за одно лето и сохраняться до следующего ледового сезона.

Торошение в сплоченных льдах происходит во все сезоны, но последствия этого процесса оказываются разными. Зимнее торо-

шение, создавая гряды и целые поля торосов, приводит к концентрации ледяной массы и увеличению средней толщины льда. Одновременно в разгар зимы возникают пространства чистой воды, в которых немедленно начинается льдообразование. Таким образом, зимнее торошение способствует увеличению общего количества льда, сплочению и смерзанию ледяных полей, создает дополнительные навигационные трудности для коммерческого судоходства. Именно в результате зимних сжатий и смерзания крупных обломков ледяных полей возникают *сморози* — особенно трудные для судов участки дрейфующего льда, образованные из нагроможденных и смерзшихся ледяных обломков.

Летнее торошение приводит к противоположным последствиям. Летний лед гораздо менее прочен из-за своей высокой температуры. Торошение такого льда образует большое количество мелких обломков, которые не смерзаются в единый конгломерат, как это происходит зимой. При очередном разрежении льда летний торос быстро распадается и превращается в мелкобитый лед, что способствует более быстрому его таянию.

5.3. Трещины, разводья, полыньи

Первая стадия разрушения ледяного поля проявляется в образовании трещин. *Трещиной* в морском льду принято называть любой разрыв сплошности ледяного поля, имеющий ширину не более 1 м. Причинами появления трещин являются резкие температурные контрасты, вызывающие термические трещины, а также механические воздействия на лед ветра, волнения, приливов и тому подобных факторов.

Выше уже было замечено, что в морских льдах температура на поверхности раздела лед-вода почти не меняется, оставаясь близкой к точке замерзания, а на разделе лед-воздух колеблется в пределах нескольких десятков градусов. При относительно малой толщине ледяного покрова такие температурные контрасты вызывают сильные горизонтальные напряжения сжатия и растяжения в массиве льда, приводя к периодическим изгибам льдины в вертикальной плоскости. Если при этом преодолевается предел упругости льда, возникают трещины термического происхождения, разрывающие верхнюю или нижнюю поверхность льдины и

тем самым уменьшающие ее первоначальную прочность. Нижние трещины заполняются морской водой и часто смерзаются, верхние – могут сохраняться продолжительное время.

Морозное растрескивание продолжается на протяжении всей зимы, сопровождается громкими, похожими на выстрелы, звуками и создает в массиве льда разветвленную сеть небольших локальных трещин. Многократное повторение этого явления может привести к возникновению сквозной трещины и разрыву ледяного поля.

Нарушение целостности ледяного массива происходит также во время образования новых порций пресного льда в солевых ячейках при очередном понижении температуры. Лед занимает больший объем, чем вода, из которой он образовался. При понижении температуры, термодинамическое равновесие в солевых ячейках нарушается, и некоторая доля воды переходит в кристаллическое состояние. Появление новой порции льда сопровождается 9-процентным увеличением объема. При этом возникают напряжения разрыва, достигающие 1200 кг/см^2 (118 МПа). Такое усилие эквивалентно гидростатическому давлению на дне Марианской впадины. Описанный процесс создает сеть микротрещин вокруг солевой ячейки, которые, соединяясь между собой, постепенно превращаются в макротрещины.

Напряжения, достаточные для образования трещин и разрыва ледяного поля, создаются при давлении ветра, а также ветровом волнении, которое при проникновении под ледяной покров переходит в зыбь. Горизонтальные размеры ледяных полей обычно многократно превышают длину волны зыби. Это обстоятельство приводит к появлению периодических изгибающих нагрузок, которые в конечном итоге вызывают разрыв ледяного поля.

Трещины на припайных участках морского льда образуются под действием приливо-отливных колебаний уровня. Такие разрывы, существующие продолжительное время в одном и том же месте, носят название стационарных приливных трещин.

Если края трещины расходятся более чем на 1 м, такой разрыв сплошности ледяного массива называется *разводьем*. В зависимости от ширины разводья делят на узкие (до 50 м в ширину), малые (до 200 м), средние (до 500 м) и большие, свыше 500 м в ширину. Длина разводий колеблется в очень широких преде-

лах, от десятков до тысяч метров в зависимости от размеров разделяемых ими массивов льда.

Разводья обязаны своим происхождением главным образом ветрам, вызывающим перегруппировки дрейфующих льдов и тошения, приводящие к появлению пространств открытой воды. Разводья могут быть заполнены обломками льдин или совершенно свободны ото льда. В любом случае на пространствах чистой воды разводий в зимнее время начинается процесс льдообразования. Если разводье не закрывается в течение нескольких суток, на его поверхности поочередно возникают все начальные формы льда, от ледяных игл до ниласовых форм.

В том случае, когда среди льдов возникает устойчивое пространство чистой воды, сохраняющееся продолжительное время, его называют *полыней*. Одним из обязательных условий возникновения полыньи нужно считать существование неподвижной границы. Такой границей может быть материковый берег, ледяной барьер шельфового ледника, припай, сидящие на мели айсберги или стамухи, остров. Рассмотрим механизм возникновения полыньи.

Главная причина образования полыньи кроется в характерной ветровой ситуации. Всякий ветер, дующий относительно неподвижной границы, можно рассматривать как отжимной или нажимной. Допустим, что рассматриваемый берег находится в Северном полушарии и вытянут в широтном направлении. Вспомним, что дрейфующий лед отклоняется вправо от направления ветра на 30° . Тогда отжимными, то есть отгоняющими лед от берега, ветрами будут воздушные потоки восточных и юго-восточных румбов. В случае продолжительного действия таких потоков, дрейфующий лед будет отгоняться в мористую часть акватории и возле берега возникнет полынья.

Описанные условия чаще всего наблюдаются у кромки припая, что приводит к образованию *заприпайной* полыньи; когда полынья возникает у берега, она называется *прибрежной*. Полыньи подобного типа нередко наблюдаются в антарктических водах, у ледяных барьеров шельфовых ледников, когда происходит отрыв припая. В тех случаях, когда полыньи возникают и существуют продолжительное время из года в год в одних и тех же районах, их называют *стационарными*.

У северных побережий Сибири широкое распространение каждую зиму имеют припайные льды. В зимнее время над акваториями морей Лаптевых и Восточно-Сибирского часто возникает устойчивая синоптическая обстановка с крепкими ветрами восточных румбов, приводящая к образованию полыней. Это явление настолько регулярно возникает у сибирских побережий, что в XIX веке возникла гипотеза о существовании Великой Сибирской полыни, которая преграждала путь по льдам многим полярным путешественникам и, как тогда казалось, существовала всегда. Более близкое знакомство с этим интересным явлением позволило выявить механизм регулярного возникновения пространства открытой воды и получить правильное истолкование арктического феномена.

Из крупных стационарных полыней хорошо известны Новосибирская, Колымская, Чукотская, Северная Вода (в море Баффина). Регулярно возникающие полыни меньшего размера наблюдаются у северо-западных берегов Новой Земли, к северо-западу от Земли Франца-Иосифа, открытую воду можно обнаружить почти всегда с подветренной стороны любого острова, окруженного дрейфующим льдом.

5.4. Снег на льду

Общее количество осадков, выпадающих на акваторию Центральной Арктики, невелико и колеблется в пределах 150–200 мм в год. Из этой суммы на снег приходится менее половины, так как большая часть осадков выпадает в виде дождя за 3–4 месяца теплого сезона. Количество выпадающего снега увеличивается только в полосе сибирских побережий и в атлантическом секторе Арктики.

Снег, тем не менее, оказывает заметное влияние на процессы, изменяющие свойства и производящие различные деформации ледяного покрова. Слой выпавшего снега значительно увеличивает отражательную способность морского льда, которая при благоприятных условиях возрастает до 95%. Кроме того, пористый снег служит хорошим изолирующим слоем, замедляющим обмен теплом между океаном и атмосферой.

Термоизолирующее свойство снега проявляется в изменении формы вертикального профиля температуры в толще льда. На по-

верхности льда в присутствии снега температура увеличивается, и изотермы в толще льда поднимаются ближе к поверхности. Подсчитано, что количество тепла, проходящее за сутки из океана в атмосферу сквозь слой чистого (без снега) льда толщиной 20 см, вдвое больше того количества, которое пропускает слой льда 10 см толщиной, покрытый слоем снега в 10 см. Влияние снега на свойства льда зависит от характера поверхности последнего.

Рассмотрим разные случаи выпадения снега. Если снег падает в воду, еще не выделившую теплоту кристаллизации, последняя частично расходуется на таяние выпавшего снега. Когда обильный снегопад происходит уже в процессе начавшегося льдообразования, то возникает своеобразная форма льда – снежура. Снег, выпадающий на поверхность молодого льда, не достигшего стадии светлого ниласа, пропитывается солевым рассолом. В зависимости от температуры, мокрый осолоненный снег либо примерзает к поверхности льда, либо продолжает оставаться влажным. Наконец, снег, выпавший на окрепший молодой лед или старые ледяные поля, составляет собственно снежный покров.

Снежный покров на поверхности льда редко остается в первоначальном состоянии. Частые и сильные ветры непрерывно перемещают снежные массы. Одно из распространенных погодных явлений в высоких широтах – низовая метель, или пурга, продолжающаяся нередко по несколько суток подряд. Во время пурги, в слое воздуха толщиной 1–1,5 м над льдом, ветер перемещает на большие расстояния огромные массы снега. Снежинки, втягиваемые ветровым потоком, многократно сталкиваются друг с другом, скользят по подстилающей поверхности, и с ровных участков снег сдувается совершенно, а поверхность льда отполировывается до зеркального состояния. Снежинки ломаются, их обломки крошатся до мельчайших размеров и в таком состоянии способны проникать в самые малые отверстия, заполняя при этом полости любой формы.

Перемещающийся снег задерживается у многочисленных препятствий, из которых наиболее обширными являются гряды торосов. Внутренние полости тороса забиваются снегом, а вокруг образуются сугробы из очень плотного снега. Возле ледяных препятствий всегда во время пурги появляются устойчивые формы снежных образований в виде надувов, карнизов, козырьков.

Толщина снежного покрова арктических льдов по этой причине очень неравномерна. Самый тонкий слой снега наблюдается в районе Канадского антициклонического круговорота и там в среднем составляет около 20 см. По мере приближения к побережьям Северного Ледовитого океана толщина снежного покрова увеличивается до 1 м и более. Наблюдались сугробы до 5 м в толщину, но только на прибрежных льдах и в единичных случаях.

Масса снега, выпадающего на поверхность льда, нарушает гидростатическое равновесие ледяного поля, заставляя его глубже погружаться в воду. Учитывая, что до 90% объема льда уже погружены в воду, легко представить, что при значительных массах снега ледяное поле может погрузиться в воду полностью. Из-за эластичности льда это происходит в тех местах, где наметенные снежные сугробы особенно велики. В этом случае на поверхность льда может выступить морская вода, проникающая через трещины. Некоторый слой снега на льду пропитывается при этом водой и замерзает, образуя слой *инфильтрационного* льда.

Снег, выпадающий на поверхность морского льда, обычно содержит небольшую примесь морских солей, то есть не бывает абсолютно пресным. Это сорванные ветром и замерзшие мельчайшие брызги морской воды, а также кристаллы солей, унесенные с поверхности соседних льдин. Кроме того, в прибрежных районах снег содержит еще некоторое количество минеральных веществ в виде пыли, сдуваемой ветром с оголенных участков тундровых почв.

5.5. Изостатические явления

Изостатическим равновесием ледяного поля называется такое его состояние, при котором в любой точке этого поля наблюдается равновесие сил тяжести и архимедовых сил, то есть когда соблюдается равенство:

$$\frac{h_n}{h_n} = \frac{\rho_l}{\rho_w - \rho_l}, \quad (5.1)$$

где h_n — высота погруженной части ледяного поля, h_n — высота надводной части ледяного поля, ρ_l — плотность льда, ρ_w — плотность воды.

В природе такое состояние ледяного покрова наблюдается только в период его раздробленности в стадии битого льда. Регулярные деформации, которые испытывает ледяной покров, приводят к тому, что сформировавшееся крупное ледяное поле находится в изостатическом равновесии только как единое целое. В то же время, отдельные его фрагменты, прочно смерзшиеся между собой, оказываются либо приподнятыми выше, либо притопленными ниже того уровня, который занимала бы их ватерлиния в случае раздробления ледяного массива. Если такое поле окажется разделенным на множество мелких ледяных фрагментов, только часть их не изменит своего положения, тогда как остальные всплывут или погрузятся, стремясь к положению равновесия.

Неравновесное состояние отдельных участков ледяного поля чаще всего возникает во время торошения. Большой объем ледяных обломков, набивающихся в процессе образования тороса под соседние льдины, опускает их равновесный уровень ниже ватерлинии, и эти участки стремятся всплыть. В дальнейшем, подводная часть тороса размывается и сглаживается значительно быстрее, чем происходит разрушение его надводной части. В этом случае сила тяжести начинает преобладать над архимедовой силой, и в данном месте развивается тенденция к погружению.

Многочисленные натурные наблюдения подтвердили, что соотношение высот надводной и погруженной частей в разных точках ледяных полей действительно во многих случаях свидетельствуют о неравновесном состоянии, как это схематически изображено на рис. 5.4.

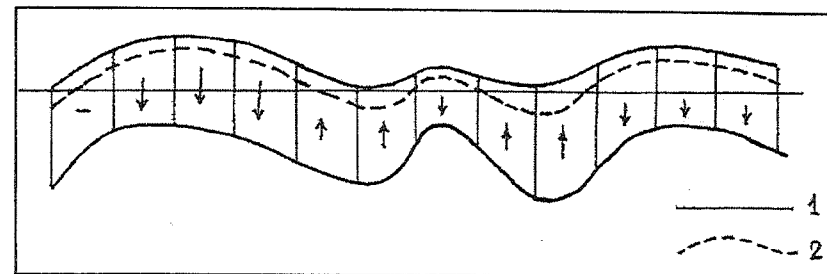


Рис. 5.4. Схема распределения изостатически неуравновешенных блоков на вертикальном разрезе участка ледяного поля: 1 — ватерлиния, 2 — линия равновесного состояния. Стрелками показано стремление отдельных блоков к погружению или всплытию

Таким образом, крупные ледяные поля постоянно находятся под действием противоположно направленных сил, стремящихся установить изостатическое равновесие. Поэтому при любом ослаблении прочности льда, особенно в период весеннего прогрева, ледяные поля часто взламываются без участия внешних сил, под действием только вертикальных статических нагрузок.

5.6. Лед, течения и приливы

Энергия приливных течений и колебаний уровня в итоге тратится на прибрежную эрозию, а большей частью преобразуется в тепловую энергию и уходит на нагревание воды. В ледовитых морях часть приливной энергии тратится также на разлом ледяных полей, образование и поддержание приливных трещин, торошение, что вызывает уменьшение высоты прилива и падение скорости приливных течений. Расход приливной энергии на деформацию ледяного покрова возбуждает обратную связь, направленную на изменение характеристик прилива. Поэтому, рассматривая приливы и морские течения в связи с морскими льдами, нужно иметь в виду их взаимное влияние, то есть взаимодействие.

Взаимодействие прилива с ледяным покровом сказывается на уменьшении амплитуды приливо-отливных колебаний уровня. Это явление хорошо прослеживается в местах с сезонным ледяным покровом. В зимнее время в зависимости от местных условий и характеристик прилива амплитуда колебаний уровня становится в среднем на 30–40% меньше, чем летом, когда лед отсутствует.

Ледяной покров оказывает тормозящее действие на приливные течения. Дело в том, что наибольшая скорость течения наблюдается, как правило, на поверхности воды, а нижняя поверхность льда обладает значительной шероховатостью, что вызывает торможение водного потока. Поэтому эпюра скоростей приливного течения в присутствии льда претерпевает существенные изменения. Очевидно, что средняя скорость приливного течения под сплошным льдом всегда меньше, чем это наблюдается при отсутствии льда (рис. 5.5):

Замечено, что при сплошном ледяном покрове увеличивается время наступления очередных фаз прилива. Это обстоятельство вынуждает производить предвычисления характеристик прилива

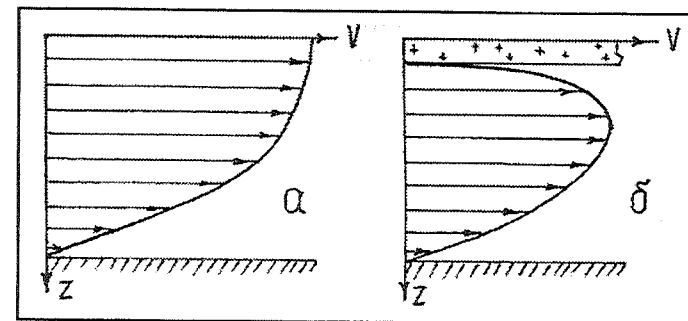


Рис. 5.5. Эпюры скоростей приливного течения на акватории свободной ото льда (а) и покрытой льдом (б)

в ледовитом море для летнего (безледного) и зимнего сезонов отдельно, вводя поправки на влияние ледяного покрова.

Влияние прилива заметно сказывается на самом процессе льдообразования. Периодическая смена приливных течений способствует более интенсивному турбулентному перемешиванию, что задерживает выхолаживание поверхностного слоя, а значит и начало льдообразовательного процесса. Но в дальнейшем, в стадии ранних форм, лед чаще взламывается, особенно в дни сизигий, долго не устанавливается припай, что вызывает образование новых объемов молодого льда. В районе с хорошо развитыми приливными течениями и значительной амплитудой колебаний уровня льда образуется больше, чем в местах со слабыми проявлениями прилива.

С началом весеннего прогрева и ослаблением прочности льда влияние приливных возмущений выражается в более раннем взломе и дальнейшем разрушении ледяных полей, в особенности припая.

На отмелях прибрежных участках ледовитых морей наблюдается интересное явление взаимодействия приливов и льда, выражающееся в образовании приливных трещин в массиве припая, тянущихся параллельно береговой линии иногда на многие километры. Раньше всего, как известно, морской лед начинает образовываться у берега в виде небольшой полосы льда, примерзающей к берегу.

В полную воду берег залива до уровня М (рис. 5.6), а в отлив вода отступает до уровня N. После каждого отлива на участке

MN намерзает небольшой слой льда, который постепенно накапливается и в итоге достигает приливного уровня. Этот слой льда, прочно примерзший к грунту, носит название *подошвы припая*. Между подошвой припая и припаем, постоянно находящимся на плаву, существует полоса льда, которая периодически всплывает в полную воду и ложится на дно при отливе. Ширина этой полосы зависит от уклона прибрежного участка дна и величины приливных колебаний уровня.

Наличие такой полосы льда, положение уровня которой зависит от фазы прилива, определяет существование двух приливных трещин на припайном льду. Положение приливных трещин показано на рис. 5.6 точками T_v и T_n , из которых ближайшая к берегу называется внутренней, а дальняя – наружной. Положение приливных трещин может меняться, так как расстояние между точками T_v и T_n тем больше, чем отложе берег, толще лед и больше приливо-отливные колебания уровня, но принципиальная картина описанного явления сохраняется в течение всего времени существования припая в данном районе.

Во время сизигийных приливов в ледовитых морях особенно заметно проявляются приливные сжатия и разрежения льдов. Наиболее отчетливо это явление наблюдается в штилевую пого-

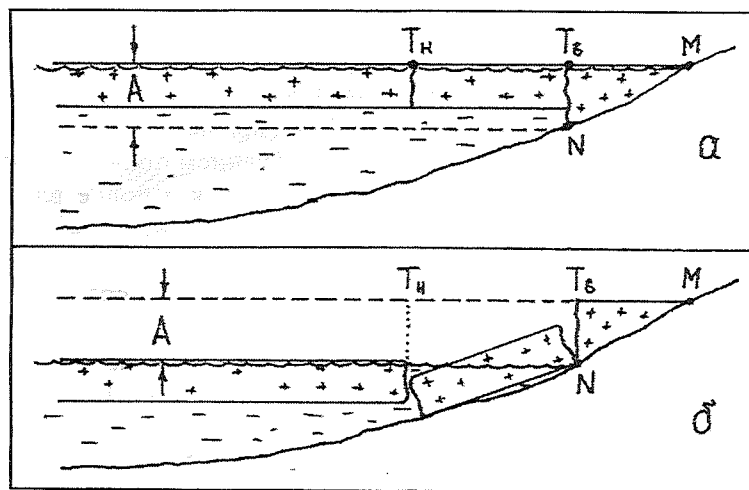


Рис. 5.6. Приливные трещины и положение уровня припайного льда во время прилива (а) и отлива (б); А – высота прилива

ду. Приливные сжатия и разрежения, как и другие характеристики приливов, могут быть заранее предвычислены.

Известно, что наступление той или иной фазы прилива обычно несколько запаздывает относительно кульминации Луны. Отсюда сформировалось понятие о прикладном часе порта – среднем промежутке времени между моментом кульминации Луны и временем наступления ближайшей полной воды. Аналогично этому понятию, Н. Зубов [7] выдвинул понятие о *ледовом часе*. Ледовый час есть средний промежуток времени между моментом верхней кульминации Луны и ближайшим приливным сжатием льдов. Понятие о ледовом часе позволяет предвычислить время очередного разрежения льдов и потому с наименьшими затратами преодолеть участок ледовой трассы.

Ледяные поля, попадающие в морские течения, начинают поступательное движение, испытывая влияние кориолисова ускорения. В Арктике это особенно ярко проявляется в зоне действия Восточно-Гренландского течения, выносящего льды в Северную Атлантику. Огромная полоса дрейфующих льдов оказывается плотно прижатой к восточному берегу Гренландии. Скорость ледяных полей всегда меньше скорости самого течения. Этот сдвиг скорости приводит к тому, что нижняя поверхность льда испытывает размывающее действие потока воды.

Траектории движения айсбергов и других глубоко сидящих ледяных образований, испытывающих влияние глубинных течений, часто не совпадают с направлением движения окружающих морских льдов. В зонах конвергенции течений создаются сгущения дрейфующих льдов, соответственно в зонах дивергенции наблюдаются разрежения. Крупные ледяные поля, проходящие через узкие проливы, иногда испытывают одновременное действие противоположно направленных течений и потому приобретают вращательное движение.

5.7. Снежицы, проталины, промоины

С наступлением полярного дня резко увеличивается поступление солнечной радиации и начинается прогрев снежно-ледяной поверхности морских льдов. Первым начинается таяние снега. В приледном слое снег становится влажным, пропитывается водой. Талая вода

постепенно заполняет углубления ледяного покрова, и на поверхности снега выступают темные влажные пятна. Отражательная способность снега падает, увеличивается поглощение солнечного тепла, и процесс таяния усиливается. В понижениях рельефа появляются небольшие озера талой воды, называемые *снежницами*.

Появление снежниц свидетельствует о начале первой визуальной регистрируемой фазы ослабления льда. В холодное время суток поверхность воды в снежницах покрывается тонким слоем пресного льда — склянкой, что вызывает проявление парникового эффекта. Лед препятствует длинноволновому излучению в атмосфере, и в снежницах происходит постепенное накопление тепла. Размеры и количество снежниц увеличиваются, и поверхность ледяных полей приобретает при взгляде сверху характерный пятнистый вид. Со временем снежницы соединяются между собой посредством небольших каналов и постепенно превращаются в большие озера пресной воды. Глубина воды в понижениях рельефа ледяных полей в это время достигает 1–1,5 м.

Одновременно идет процесс ослабления прочности и эрозии льда. При общем повышении температуры льда начинает таять лед на стенках солевых ячеек, а сами ячейки соединяются между собой тонкими прожилками. В наиболее ослабленных участках лед под снежницами протаивает насквозь, и в нем возникают сквозные отверстия — *проталины*. Пресная вода снежниц через проталины уходит под лед, и облегченные ледяные поля всплывают.

Проталины возникают за счет аккумуляции солнечного тепла и постепенного протаивания льдины сверху. Одновременно нижняя поверхность льдины размывается, и в наиболее тонких участках льда также появляются сквозные отверстия — *промоины*, как результат разрушения льдины снизу. В отличие от проталин, которые имеют в плане округлые очертания и возникают только в весеннее время, промоины чаще всего имеют продолговатые контуры, а возникают в любое время при существовании подо льдом размывающего потока. Наиболее часто промоины возникают в неподвижных припайных льдах, особенно в проливах, где подо льдом нередко существуют сильные течения.

Поверхность ледяного поля после стаивания снега и ухода под лед талой воды имеет сильно сглаженный рельеф, в понижениях которого на общем сероватом фоне льда резко выделяется почти

черная вода в промоинах и проталинах. Многочисленные сквозные отверстия сильно снижают первоначальную прочность ледяного поля, и при очередных подвижках оно разламывается, постепенно переходя в стадию битого льда.

5.8. Разрушение и таяние льда

Одновременно с образованием снежниц начинается таяние, точнее сказать оплавливание всех выступающих частей ледяных полей. В первую очередь такому оплавливанию подвергаются вершинные участки ропак и торосов. Даже при низких отрицательных температурах воздуха в солнечный день на обращенных к югу выступах льда появляются капли воды и сосульки. Поверхность льда сглаживается, торосы оседают, рельеф ледяных полей становится все более выположенным.

Наиболее быстро прогреваются прибрежные участки припая. За счет своей малой теплоемкости быстрогреваются камни и грунт вблизи уреза воды. Талая вода с берега стекает на припай, и на береговом краю последнего возникает *водяной заберег* — узкая полоска пресной воды. Особенно сильно подвергаются протаванию участки припая, загрязненные минеральными выносами с поверхности суши. Следующая стадия разрушения припая выражается в возникновении *закрайны* — полосы воды, отделяющей припай от берега. Увеличение ширины закраины, рост снежниц и проталин способствуют растрескиванию и окончательному взлому припая, который переходит в класс дрейфующего льда и может быть унесен от берега.

Окончательное уничтожение ледяного покрова происходит в результате постепенного дробления ледяных полей на все более мелкие обломки. При ветровых сжатиях и торошении, происходящих в летнее время, сплоченность льда возрастает только временно. Сжатые льды в это время уже не смерзаются, и при наступлении очередного разрежения торосы распадаются, превращаясь в поля мелкобитого льда.

Все деформационные процессы, происходящие летом в ледяном покрове, ускоряют разрушение и таяние льда. Дробление обломков приводит к резкому увеличению площади свободной поверхности льда. При положительных температурах воды и воздуха это ведет к интенсификации процесса таяния.

Затем таяние развивается по всей толще льда, увеличиваются размеры солевых ячеек и соединяющих их между собой каналов. Лед приобретает сотовую структуру, и даже крупные ледяные образования в это время переходят в стадию *гнилого льда*. Это теплый лед, температура которого уже достигла точки таяния. В структуре такого льда велико количество макропор, трещин, ячеек и каналов, из которых уже вытек рассол. Гнилой лед уже не смерзается, легко распадается на куски и быстро тает.

6. ОСОБЕННОСТИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА АНТАРКТИКИ

Арктика и Антарктика представляют собой антиподы не только по географическому положению. В этих полярных областях Земли прежде всего противоположны соотношения суши и моря. Околополюсное пространство Северного полушария занимает Северный Ледовитый океан, площадью 14,75 млн км², ограниченный материковыми и островными побережьями Евразии, Северной Америки, Канадского Арктического архипелага и Гренландии. В южной полярной области расположен материк Антарктида, площадью 14,11 млн км², омываемый непрерывным, широким кольцом вод Южного океана. Это обстоятельство вызывает большие климатические различия полярных областей, которые заметно сказываются на характере их ледовитости.

Площадь, занимаемая морскими льдами Южного океана в период их наибольшего развития, в полтора раза превышает площадь арктических льдов. Многолетние льды, составляющие основную массу морского ледяного покрова Арктики, в Южном полушарии практически отсутствуют. Процессы образования льда, формирования и разрушения морских льдов в антарктических водах протекают значительно интенсивнее. Эти и многие другие отличия вызывают необходимость отдельного рассмотрения основных особенностей ледового режима Антарктики.

6.1. Дрейфующие льды Южного океана

Осенне-зимний сезон в антарктических водах отличается сильными и продолжительными, часто штормовыми ветрами. Разви-

вающееся при этом ветровое волнение вызывает интенсивное перемешивание верхнего деятельного слоя океана, одновременно препятствуя образованию начальных форм льда, характерных для арктических вод. Устойчивое льдообразование начинается при температуре воздуха от 7 до 11°С ниже нуля. Средней температурой, при которой повсеместно появляется молодой лед, считается -8,5°С.

Раньше всего (обычно в двадцатых числах января) такие температурные условия создаются у южных побережий моря Уэдделла, в наиболее высокоширотном морском районе Антарктики. Там же наблюдается и самый продолжительный период льдообразования, в суровые зимы достигающий 11 месяцев. Суровость климатических условий в высокоширотных районах Антарктики такова, что при условии штилевой погоды, морской лед может образовываться круглый год.

Средняя продолжительность льдообразовательного сезона в Антарктике составляет 7–8 месяцев, наименьшая, в северных районах ледового пояса, около 4 месяцев. Все это время образуется молодой лед в разводьях и полыньях, а также идет наращивание уже сложившегося ледяного покрова.

Ширина зоны устойчивого льдообразования и, соответственно, пояса морских льдов в Южном океане изменяется в широких пределах, от 800 км в море Дюрвиля до 2250 км в море Уэдделла (рис. 6.1).

С удалением от берегов Антарктиды сроки начала образования морского льда отодвигаются на более позднее время и на северной границе ледовой зоны наступают лишь в двадцатых числах мая. Переход от осени к зиме в Антарктике совершается очень быстро. Отсюда следует большая интенсивность и устойчивость начавшегося процесса льдообразования. Количество молодых дрейфующих льдов увеличивается так интенсивно, что скорость перемещения на север кромки (границы между морскими льдами и чистой водой) в среднем составляет от 2 до 8 км/сутки.

Южный океан не имеет на севере жесткой границы в виде каких-либо массивов суши. Поэтому положение северной кромки дрейфующих льдов отличается непостоянством и большой извилистостью. Здесь часто наблюдаются языки льдов, вытянутые далеко на север относительно среднего положения кромки, и глубо-

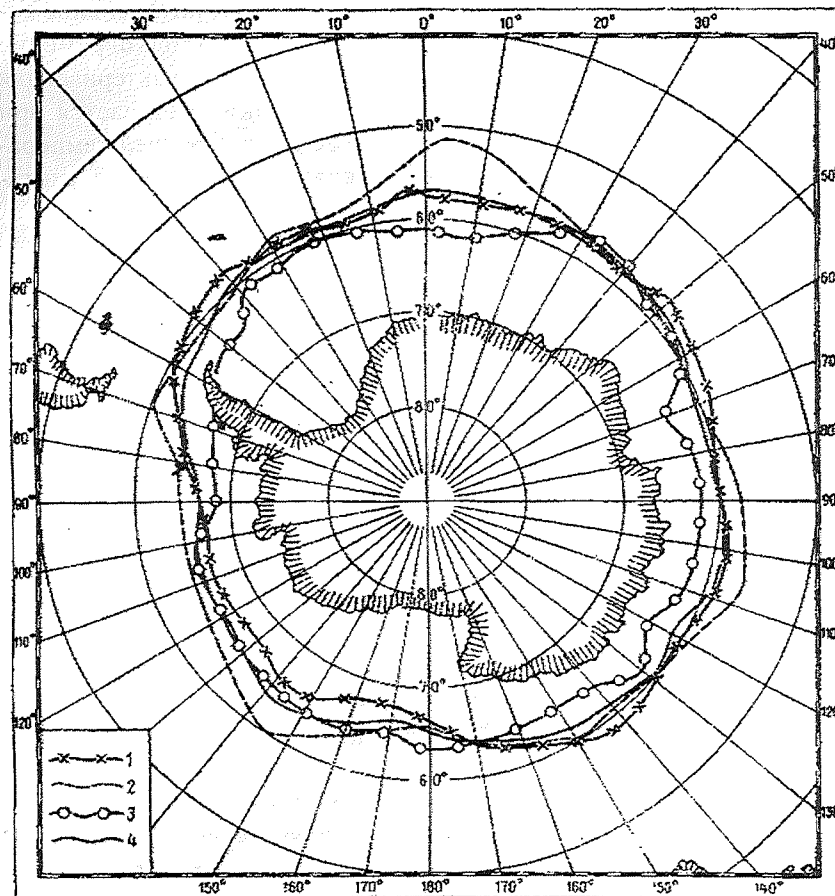


Рис. 6.1. Граница наибольшего распространения дрейфующих антарктических льдов по спутниковым данным (1 – 1964 г., 2 – 1968 г., 3 – 1970 г., 4 – среднее положение границы льдов) [4]

кие бухты, сильно врезанные в сплоченные льды и часто меняющие очертания. Сплоченность или размытость кромки льдов сильно зависит от направления ветров. Нажимные ветры сплавивают льды в прикромочной зоне, отжимные – создают разрежения.

Частая повторяемость штормовой погоды и развитое волнение создают в прикромочной полосе обширное пространство мелкобитого, главным образом тертого льда. С удалением от кромки на юг,

за пределами действия ветрового волнения и зыби разломы льда становятся более редкими, и основная масса дрейфующего антарктического льда состоит из крупных ледяных полей, промежутки между которыми заполнены обломками полей и битым льдом.

Антарктические дрейфующие льды состоят главным образом из молодого годовалого (однолетнего) льда. Многолетние паковые льды, столь характерные для Центральной Арктики, в Южном океане отсутствуют. Для их образования необходимы вынос годовалого льда в высокоширотную область, где летнее таяние незначительно уменьшает толщину, и длительное, не менее трех лет, там его пребывание, во время которого происходит постепенное преобразование однолетнего льда в многолетний паковый лед. Подобные условия в Антарктике отсутствуют из-за преобладающего выноса морских льдов в низкие широты, где они растаивают. Льды двухлетнего возраста встречаются редко в виде небольших вкраплений в массивы однолетних льдов.

Образование начальных форм льда в антарктических водах заметно отличается от аналогичного процесса в Арктике. Сильные ветры и штормовое волнение в осенний период обычно сопровождаются обильными снегопадами. Поэтому начальной формой льда чаще всего бывает снежура. Склянка не образуется вовсе, поскольку отсутствуют соответствующие условия (распределение поверхностного слоя и штилевая погода). Ниласовые формы льда появляются только в штилевую погоду и на малой площади, чаще всего в разводьях и полыньях.

При относительно слабых ветрах образуется блинчатый лед как результат сбивания ледяного сала и снежуры. Ветер и беспокойная поверхность моря способствуют тому, что блинчатый лед многократно наслаивается и смерзается, образуя своеобразную, широко распространенную, типично антарктическую форму *чешуйчатого* льда. Это сплошной, белый, твердый лед с характерной чешуйчатой поверхностью.

Сплочение и многократное наложение начальных форм льда наблюдается в антарктических водах повсеместно. Именно так образуются серые и белые молодые льды. Обильные снегопады постоянно создают на поверхности молодых льдов слой снега, который пропитывается водой и замерзает. На поверхность ледяного покрова Антарктики ежегодно выпадает около 3,9 млрд т

снега. В среднем это соответствует слою воды в 190 мм. Для сравнения нужно заметить, что в Арктике эти величины почти вдвое меньше (2,0 млрд т и 110 мм). Отсюда следует еще одна особенность льдообразовательного процесса в антарктических водах. Из-за большого количества снега, вызывающего притапливание льда и поступление на его поверхность воды, лед намерзает не только снизу, но и сверху.

В районе кромки дрейфующих льдов почти всегда преобладают молодые формы серого и серо-белого льда. Разламываясь на волне и многократно сталкиваясь, такие льдины образуют еще одну типично антарктическую форму, получившую название *ложноблинчатого* льда. От классического блинчатого этот лед отличается менее правильной формой и значительными размерами. Отдельности ложноблинчатого льда имеют 7–8 м в диаметре и до 100 см в толщину. Скопления ложноблинчатых льдов образуют в прикромочных районах полосы шириной в несколько десятков километров. Приходилось наблюдать полосы ложноблинчатого льда до 110–130 км в ширину [4].

Средняя соленость однолетних морских антарктических льдов составляет около 4,5‰ (см. рис. 3.1), что практически не отличается от средней солености аналогичных льдов Арктики. Однако на начальных стадиях, в период высокой интенсивности роста льда, когда появляющийся рассол не успевает стекать в воду, соленость довольно высока. Молодые льды (до 40 см толщиной) имеют соленость около 15‰. Наблюдались и значительно более высокие значения. Так, в заливе Алашеева, в районе расположения советской антарктической станции Молодежная, в 1968 г. максимальная соленость льда достигала 29,6‰ [4].

Хорошо известно, что антарктические воды исключительно богаты питательными веществами, что позволяет развиваться многочисленным видам фито- и зоопланктона. По этой причине морские антарктические льды по всей площади своего распространения плотно заселены колониями микроскопических водорослей. Представители фитопланктона поселяются на нижней поверхности, а в дальнейшем проникают в толщу льда. Нижние слои ледяных полей окрашиваются при этом в разные оттенки ржаво-коричневого цвета. Видовой состав фитопланктона в основном представлен диатомовыми водорослями.

Характерно, что количество фитопланктона на нижней поверхности льда и в его толще многократно, в десятки и сотни раз, превосходит их содержание в морской воде. Микроскопические водоросли не просто прикрепляются ко льду, но живут в нем и размножаются в течение всего ледового сезона, используя для питания рассол солевых ячеек. Плотность диатомей в толще льда нередко превышает их концентрацию на нижней поверхности ледяных полей.

Такие крупные скопления водорослей заметно ослабляют прочность льда. Жизнедеятельность фитопланктона приводит к образованию множества микрополостей, нарушающих кристаллическую целостность льда. Замечено, что при механическом воздействии, лед разрушается прежде всего вдоль прослоек с наибольшим скоплением водорослей. Темные слои льда, наиболее густо заселенные диатомеями, задерживают значительную долю солнечной радиации и приводят к ее поглощению. Этот процесс сообщает льдам дополнительное количество тепла, что в свою очередь усиливает разрушение и таяние ледяного покрова.

Процесс образования льда в Южном океане заканчивается в среднем к концу сентября, когда растущая температура воздуха в районе кромки льдов приближается к нулевой отметке. С этого времени начинают преобладать процессы таяния и разрушения льда. Главный внешний признак таяния проявляется в отступании к югу северной кромки дрейфующих льдов. В ноябре, когда таяние достигает максимальной интенсивности, кромка льда отодвигается на юг со средней скоростью 8 км/сутки.

Начавшийся процесс весенне-летнего разрушения ледяного покрова проявляется и на южной границе дрейфующих льдов. Вдоль кромки припая во многих местах под влиянием отжимных ветров, преобладающих в прибрежных районах Антарктиды, возникают заприпайные полыньи. В зимнее время действие отжимных ветров компенсируется образованием молодого льда, летом они создают пространство открытой воды и формируют южную кромку дрейфующих льдов. Появление открытой воды, усиливает таяние и взламывание льда, который отгоняется на север. Постепенно вокруг всего материка образуется пространство открытой воды, отделяющее припай от пояса дрейфующих льдов. Южная кромка перемещается на север примерно в 4–5 раз медленнее, чем в то же время навстречу ей движется северная.

К концу февраля площадь дрейфующих льдов сокращается до 1,5–2,0 млн км², а средняя толщина сохранившихся к этому времени льдов составляет около 30 см. Другими словами, площадь льдов сокращается примерно в десять, а объем в пятьдесят раз. Нужно заметить, что разрушение и таяние антарктических льдов отличается высокой изменчивостью от года к году и от района к району.

6.2. Припайные льды Антарктики

Главные закономерности возникновения, развития и разрушения припайных льдов у берегов Антарктиды те же, что и в Северном полушарии. Имеют большое значение расчлененность береговой линии, ветровой режим района, широта места, характер нарастания прибрежных глубин. В зависимости от этих условий, а также от синоптической обстановки установление припая происходит в разные сроки, начиная с апреля по июль включительно, а взлом и окончательное разрушение – в январе–феврале. Как правило, антарктические припайные льды имеют возраст до одного года, но в отдельных районах в суровые зимы припай может сохраниться до следующего ледового сезона.

Положение кромки установившегося припая в основных чертах соответствует границе материковой отмели, которая вокруг Антарктиды залегает на глубине около 500 м. Соответственно, ширина пояса припайных льдов изменяется в среднем в пределах 30–50 км. Площадь припайных льдов составляет около 800 тыс. км².

Толщина припая зависит от широты места, времени, прошедшего с момента установления, толщины снежного покрова. Ко времени достижения наибольшей мощности толщина припайных льдов достигает обычно 150 см у кромки и 200–250 см у берега. В высокоширотных районах в отдельные годы толщина припая может превышать 350 см [4].

В процессе нарастания припайных льдов в антарктических водах весьма велика роль внутриводного льда. Интенсивное волновое перемешивание в сочетании с низкими температурами создает условия для возникновения переохлажденного верхнего слоя воды толщиной 3,5–4,0 м, особенно в прибрежной полосе. Этот слой воды быстро наполняется мелкими кристаллами внут-

риводного льда. Отдельные кристаллики постепенно объединяются и, смерзаясь, образуют рыхлые, пористые, непрозрачные пластинчатые агрегаты размером в среднем 70 на 50 мм и толщиной около 2 мм. Всплывая, такие пластины ребром примерзают к нижней поверхности льда, создавая своеобразную сотовую структуру. При этом оптические оси кристаллов ориентированы вертикально.

Внутриводный лед не создает отдельного слоя. Промежутки между его пластинами заполняются мелкими кристаллами конжеляционного льда. В результате формируется слой *конжеляционно-внутриводного* льда с характерной неравномерно зернистой структурой.

Для антарктического припая характерно неравномерное распределение снежного покрова, что объясняется береговым рельефом и специфическим ветровым режимом в прибрежной полосе. Переход от припайного (морского) льда к материковому или шельфовому леднику в Антарктиде почти всегда совершается в виде ступени. В большинстве случаев это почти вертикальная стена льда, называемая чаще всего ледяным барьером, от 10 до 50 м высотой. Стоковый ветер с материка, пересекая ледяной барьер, теряет скорость и несущую способность, отчего переносимый ветром снег выпадает на припайный лед. Снег скапливается прежде всего под барьером, образуя мощные прибрежные надувы шириной 50–70 м и высотой 15–20 м у барьера. Нередко такой снежный сугроб достигает верхнего края барьера.

За полосой снежного надува скорость ветра снова увеличивается и весь снег, выпадающий на поверхность припая, сносится на расстояние 2–3 км, где сила ветра ослабевает, и снег начинает откладываться на льду. Стоковый ветер затухает примерно в 8–10 км от берегового барьера. Мористее наблюдается неширокая зона затухания ветра, дующего с моря. В зоне слабых ветров, расположенной в среднем в 10–12 км от берега, наблюдается максимальная мощность снежного покрова и минимальная толщина припая.

Описанная картина распределения снега на припае может меняться от места к месту в деталях, но принципиальный ее характер сохраняется повсеместно. Для снежного покрова на припае характерны ветровые надувы снега под береговым барьером, малая заснеженность прибрежной полосы, максимальное накопление снега

на удалении 10–20 км от берега, а также пространственная и временная неоднородность накопления снега, вызываемая особенностями ветрового режима.

Под давлением снежной массы отдельные участки припая прогибаются, и при большом скоплении снега поверхность раздела снег–лед может оказаться расположенной ниже уровня воды. В таких понижениях скапливается вода, проникающая по трещинам (морская) или образующаяся в результате таяния (пресная). Пропитанный водой слой снега, толщиной в несколько десятков сантиметров, образует снеговую кашу, которая в холодное время года замерзает и формирует дополнительный слой льда, а в теплом сезоне сохраняется в жидком виде.

В снежных надувах под береговым барьером иногда концентрируется такое большое количество снега, что давление на лед достигает нескольких тонн на квадратный метр. В подобных случаях между припаем и береговым обрывом возникает трещина, и под тяжестью снега припайный лед может погрузиться на глубину до 10–12 м [4]. Ушедший под воду слой снега пропитывается морской водой и замерзает, образуя слой так называемого *инфильтрационного*, или *снежно-водного* льда.

Припайный лед прогибается всюду, где толщина снегового покрова на нем превышает третью часть толщины льда. Поэтому инфильтрации морской воды на поверхность льда наблюдаются регулярно. Инфильтрационный лед, образующийся в больших количествах, представляет собой типично антарктическое явление, поскольку в Арктике крайне редко возможны большие накопления снежной массы из-за малого количества твердых осадков. Снежно-водный лед состоит из непрочных связанных кристаллов, с беспорядочной ориентировкой оптических осей. Кристаллы объединены в мелкозернистые агрегаты, имеющие размеры от 0,5 до 5,0 мм в диаметре.

Для морских антарктических льдов характерна многообразная неоднородность строения и ярко выраженная слоистость, что редко наблюдается в арктических льдах. Антарктический морской лед, прошедший все стадии формирования, может состоять из пяти слоев разного происхождения и структуры: рекристаллизационного, снежно-водного (инфильтрационного), водно-снежного (снежуры), конжеляционного и конжеляционно-внутриводного.

Рекристаллизационный лед образуется главным образом в летнее время при внезапных похолоданиях. Это прочный, сильно опресненный, сравнительно тонкий слой льда, намерзающий поверх талого, рыхлого, пропитанного водой зимнего льда. В результате термического метаморфизма структура талого льда изменяется, что и позволяет выделять его в отдельный слой.

Снежно-водный, или *инфильтрационный* лед образуется преимущественно на припайных льдах, где создаются наилучшие условия для его появления: погружение под действием тяжести снежной толщи и неизбежная при этом инфильтрация морской воды на поверхность льда.

Водно-снежный лед, или *снежура* характерен для всех ледовитых районов Антарктики, как начальная форма льдообразования. Такая разновидность льда четко выделяется в виде отдельного слоя и в припайных, и в дрейфующих льдах.

Конжеляционный лед среди всех разновидностей морских льдов можно считать классическим. Он образуется непосредственно из морской воды, иными словами, выкристаллизовывается при определенных условиях из солевого раствора слабой концентрации, каким и является морская вода. Встречается конжеляционный лед во всех районах Мирового океана, где выполняются условия льдообразования.

Конжеляционно-внутриводный лед, как было рассмотрено выше, представляет собой комбинацию двух форм: внутриводного и конжеляционного. Внутриводный лед не создает самостоятельного слоя, а выстраивает некую сотовую структуру, промежутки в которой заполняют кристаллы конжеляционного льда. Широко распространен в антарктических водах.

Первые три типа антарктических льдов всегда располагаются по вертикали в порядке их перечисления. Последние два типа могут чередоваться в зависимости от конкретных условий (главным образом существования или отсутствия внутриводного льда).

6.3. Шельфовые льды и айсберги Антарктики

Интересная особенность морского ледяного покрова Антарктики – исключительно широкое распространение шельфовых льдов. Строго говоря, шельфовые льды не являются чисто антарктичес-

ким явлением. В Арктике шельфовые льды также существуют и развиваются в районе Канадского Арктического архипелага у острова Элсмир. Но антарктические шельфовые льды поражают, прежде всего, своими размерами. Они занимают площадь большую, чем Баренцево море, а по объему льда превышают объем вод Баренцева моря в два раза.

Шельфовый лед представляет собой мощный ледяной покров осадочного происхождения, имеющий плитообразную форму и находящийся на плаву в изостатически уравновешенном состоянии. Внутренний край шельфового льда соединен с питающим его материковым льдом, а внешний располагается в море в виде ледяного обрыва. Шельфовые льды всюду располагаются над материковой отмелью или шельфом, и их морские границы никогда не выходят за пределы шельфа, откуда и произошло название. Термин *шельфовый лед* (Ice shelf) был предложен шведским полярным исследователем О. Норденшельдом. В настоящее время более употребителен термин *шельфовый ледник*. С некоторых позиций шельфовый лед можно рассматривать как многолетний припайный лед материкового происхождения.

В стадии перехода на плаву шельфовый ледник состоит из сползающего в море материкового льда, который в отдаленном прошлом образовался из снега, выпавшего на материке, прошедшего затем стадию фирна и превратившегося в глетчерный лед. В следующей стадии, уже находясь на плаву, шельфовый лед накапливает собственный слой снежно-фирновой толщи.

Общая площадь шельфовых льдов Антарктики составляет 1,6 млн км². Протяженность фронта шельфовых льдов 12 300 км, средняя толщина шельфового льда 430 м. Толщина каждого шельфового ледника убывает от берега, где она достигает 650–800 м, к внешнему краю, уменьшаясь на этом расстоянии в 2–3 раза. Наибольшая толщина льда, измеренная у барьера ледника Росса, составила 260 м [4].

Самые крупные шельфовые ледники Росса и Фильхнера–Ронне получили свои названия по именам их первооткрывателей, английского полярного мореплавателя Д. К. Росса (1841 г.), немецкого антарктического исследователя В. Фильхнера (1912 г.) и американского исследователя Ф. Ронне (1947 г.). Поверхность этих крупнейших полей льда, находящегося на плаву, исключительно

ровная, уклон в сторону моря изменяется в пределах единиц угловых минут и по сути определяется изменением толщины ледника. Не будет преувеличением сказать, что это самые обширные горизонтальные поверхности на Земле.

Поверхность шельфовых ледников покрыта слоем снега толщиной 20–30 см. Плотность снежного покрова достигает 0,40 г/см³. Под снегом залегает фирновый слой, в котором снег превращается в лед. Фирн представляет собой рекристаллизованную крупнозернистую снежно-ледяную массу и отличается от снега тем, что отдельные зерна в нем спаяны между собой. В то же время фирновая толща пронизана воздушными каналами, соединяющимися между собой. В этом и состоит отличие фирна от льда, где воздушные пузырьки изолированы друг от друга. Слой фирна имеет мощность в среднем от 50 до 70 м. Плотность фирна увеличивается с глубиной от 0,40 до 0,80 г/см³.

Шельфовые льды непрерывно движутся от материнского ледника в море со скоростью от 400 до 1800 м/год. Анализ положения фронтальной границы шельфовых льдов показывает, что она стабильна в среднемноголетнем плане и соответствует равновесному состоянию, которое характерно для современной ледниковой эпохи. Выдвижение шельфового льда в море компенсируется обламыванием его края и появлением новых столообразных айсбергов.

Для океанолога интересны процессы, происходящие в шельфовых льдах на границе вода–лед. В полосе 150–200 км от края ледяного барьера нижняя поверхность шельфового льда подвергается таянию, интенсивность которого составляет около 30 см/год. В результате донного таяния шельфовые ледники Антарктики теряют ежегодно не менее 300 км³ льда. На расстоянии более 200 км от мористого края таяние сменяется намерзанием, которое происходит во всей тыловой области шельфового льда. Считается, что главную роль в этом процессе играет пресная вода, образующаяся в зоне контакта материкового ледника с каменным ложем под действием большого давления ледяной массы. Такая вода разливается тонким слоем поверх морской, частично с ней смешивается и намерзает на нижнюю поверхность шельфового льда.

Разлом морского края шельфовых льдов происходит под действием нескольких факторов. Первоначальное “раскачивание”

плавающей ледяной плиты и появление в ней первых трещин объяснены действием регулярного приливо-отливного механизма, изменяющего уровень воды. Окончательное отламывание крупных столовых айсбергов происходит под действием длинных гравитационных, барических и сейсмических волн, а также под давлением штормовых ветров.

Шельфовые ледники сравнительно редко продуцируют крупные айсберги-гиганты. Средняя длина ледяной горы столообразного типа составляет около 750 м, а ее возвышение над уровнем моря порядка 40–45 м. Большая часть объема айсберга находится в воде, и его осадка составляет около 200 м. По этой причине ветер не оказывает такого сильного влияния на скорость и направление дрейфа айсбергов, как это происходит с дрейфующими льдами морского происхождения. Айсберги движутся главным образом под действием морских течений, причем не поверхностных, а интегрального потока в слое осадки ледяной горы. Нередко приходится наблюдать, как айсберг прокладывает самостоятельную траекторию среди сплоченных полей дрейфующего льда, не подчиняясь движению общего ледяного потока.

Появление столовых айсбергов происходит нерегулярно и относительно редко, но объемы дрейфующего глетчерного льда, рожденного шельфовыми ледниками, составляют основную массу среди антарктических айсбергов. Протяженность фронта выводных ледников, от которых отламываются айсберги пирамидальной формы, в Антарктиде составляет 3900 км. На этих участках пирамидальные айсберги появляются гораздо чаще, чем столовые, но объемы льда в них значительно меньше.

Ежегодно за счет откалывания айсбергов Антарктида теряет около 2000 км³ пресного льда. В антарктических водах одновременно насчитывается несколько десятков тысяч айсбергов разной формы и размера, общий объем которых в пересчете на воду составляет около 15 тыс. км³ [8]. Основная масса ледяных гор сконцентрирована у побережья Антарктиды, и айсберги среди дрейфующих льдов являются неотъемлемой чертой ледового пейзажа Южного океана. С удалением от берегов шестого континента количество айсбергов быстро убывает и севернее 62° ю. ш. вероятность встречи с ними в десять раз меньше, чем в прибрежных районах.

7. ОТЕЧЕСТВЕННОЕ МОРСКОЕ ЛЕДОВЕДЕНИЕ

Современное состояние науки о морских льдах есть результат требований практики. Льды как препятствие для мореплавания вынуждают человека развивать научную и техническую деятельность для обеспечения рационального и безопасного решения хозяйственных задач в ледовитых морях.

На первом месте стоит задача регулярной доставки коммерческих грузов. В последние годы к ней добавилась серьезная проблема, связанная с поиском и разведкой нефтяных и газовых месторождений на шельфах ледовитых морей. Речь идет о возведении крупных гидротехнических сооружений и, чаще всего, буровых платформ, в конструкции которых должны быть учтены возможные воздействия морского ледяного покрова. В отличие от кораблей, у подобных сооружений нет свободы маневра и выбора времени для встречи со льдами.

Интенсивное транспортное судоходство в ледовитых морях сосредоточено главным образом в Северо-Западной Атлантике, в дальневосточных морях Тихого океана и в Арктике. В зарубежных водах это море Баффина, приустьевая область р. Св. Лаврентия, прибрежные воды Ньюфаундленда, море Лабрадор. У берегов Евразии опасными в ледовом отношении остаются моря Берингово, Охотское, Японское и прибрежная полоса вдоль северных побережий, в которой располагается Северный Морской путь (СМП) – главная ледовая магистраль России.

Необходимость освоения этого пути давно заставила российских хозяйственников и ученых обратить особое внимание на морские льды. Отечественное морское ледоведение зародилось и окончательно сформировалось именно в процессе освоения СМП. Российские и советские моряки, полярники и ученые внесли едва ли не главный вклад в современную науку о морских льдах, во многом опередив зарубежных коллег.

Первой отечественной научной работой в этом направлении стала монография А. В. Колчака “Лед Карского и Сибирского морей”, опубликованная в 1909 г. Это исследование было выполнено по материалам, собранным автором во время полярной экспедиции, организованной Российской Академией наук на шхуне “Заря” под руководством Э. В. Толля в 1900–1902 гг. Исследова-

ния Колчака были продолжены военными гидрографами во время экспедиции на ледокольных пароходах "Таймыр" и "Вайгач" в 1912–15 гг.

В 1918 г. был поставлен вопрос о создании единой государственной структуры, ответственной за сведения о ледовой обстановке для мореплавателей. В докладе Главного гидрографического управления говорилось: "Для осуществления широкой программы работ необходимо установить государственную организацию, которая снабжала бы мореплавателей сведениями о состоянии льдов, о проходимости и доступности того или иного бассейна". По существу в этом документе была впервые сформулирована задача ледового прогноза.

В 1920 г. была создана Северная научно-промысловая экспедиция, которая в 1925 г. была преобразована в Институт по изучению Севера. Из этих организаций впоследствии вырос Арктический НИИ, в котором сосредоточилась вся научно-исследовательская деятельность в советском секторе Арктики. В 1924 г. летчик Б. Г. Чухновский совершил 12 полетов в районе Новой Земли с целью ледовой разведки. Это первое использование самолета для сбора сведений о состоянии льдов ясно показало возможности использования авиации и на долгие годы вперед определило ведущую роль в ледовой разведке. Важным событием в освоении Арктики стало создание в 1932 г. Главного управления СМП (ГУ СМП), в ведении которого были сосредоточены ледокольный флот, полярная авиация, сеть полярных станций, северные портовые пункты.

Для получения целостной картины состояния ледового покрова в Арктике было недостаточно сведений от прибрежных и островных полярных станций. Тогда приступили к организации научной геофизической станции на дрейфующих льдах. Первый опыт такого рода был осуществлен в июне 1937 г., когда в районе Северного географического полюса была организована дрейфующая научная станция "Северный полюс" под руководством И. Д. Папанина. Станция проработала до февраля следующего года и собрала уникальный научный материал.

В предвоенные годы при ГУ СМП была создана Служба ледовых прогнозов и заложены научные основы этого нового направления исследований. У истоков советской науки о морских льдах

стояли такие опытные полярные исследователи, как Н. Н. Зубов и В. Ю. Визе. Авиационная разведка льдов стала регулярным явлением. Кроме оперативной разведки, осуществлявшейся непосредственно во время движения каравана судов, производились полеты для тактической и стратегической разведки. Первая позволяла планировать сроки отправления очередного каравана, вторая имела задачей оценку ледовых условий по всей трассе СМП с целью создания ледового прогноза на следующий сезон. В полярной авиации возник и укрепился термин *ледовый разведчик*.

Дальнейшее развитие ледовых исследований было прервано событиями второй мировой войны. Многие полярные станции пришлось законсервировать, поток научной информации в условиях военного времени резко сократился.

В послевоенные годы была восстановлена и расширена сеть полярных станций, собиравших текущую информацию о льдах. В полярную авиацию было передано несколько машин с большим радиусом действия, переоборудованных из бомбардировщиков дальней авиации. В 1950 г. на дрейфующих льдах к северу от о. Врангеля была организована новая дрейфующая научная станция под руководством М. М. Сомова. В 1954 г. организовали сразу две дрейфующие станции "СП-3" и "СП-4", которыми руководили А. Ф. Трешников и Е. И. Толстиков. С этого времени во льдах Северного Ледовитого океана непрерывно работают две советские (сегодня – российские) дрейфующие научно-исследовательские станции. Их сотрудниками собран очень большой объем научной информации, важное место в котором занимают ледовые исследования.

В программу изучения морских льдов на дрейфующих станциях входят измерения толщины снега и льда, ледомерные и снегомерные съемки, наблюдения за образованием и таянием льда, наблюдения за разломами, образованием трещин и разводий, измерение температуры, солености и плотности льда, прокладка дрейфа и многое другое.

Параллельно с деятельностью дрейфующих станций в весеннее время в Центральной Арктике на протяжении многих лет работали воздушные экспедиции "Север". Научная группа такой экспедиции на самолете высаживалась на выбранное ледяное поле, в течение нескольких дней проводила серию научных наблюдений по океа-

нологии, метеорологии и геофизике, а затем перелетала на новое место. Таким способом Центральный Арктический бассейн был покрыт густой сеткой станций, на каждой из которых велись ледовые наблюдения. Поток первичной ледовой информации сильно увеличился после того как стало возможным использовать для этой цели ИСЗ.

Внедрение в широкую практику авиационной ледовой разведки позволило приступить к созданию оперативных и обзорных ледовых карт, на которых особыми условными знаками изображалось состояние морских льдов в акваториях арктических морей. Для этого пришлось разработать целую систему специальных условных знаков для ледовых карт. Распространение ледовой информации среди пользователей потребовало унификации условных знаков и единой ледовой терминологии. Эти вопросы регламентировались нормативными изданиями: "Классификация и терминология льдов, встречающихся в море" (1954 г.), "Номенклатура ВМО по морскому льду" (1968 г.), "Наставление по службе прогнозов" (1970 г.) и другими.

Итогом работы в этом направлении было создание международной символики для морских оперативных ледовых карт и международного словаря ледовых терминов [11]. Краткий перечень наиболее употребительных ледовых терминов приводится в настоящем учебном пособии.

Ледовые карты в настоящее время стали таким же регулярным явлением, как и карты синоптические. На них показаны границы льдов разной сплоченности с указанием возрастных характеристик, наличие торосов, трещин, разводий и полыней. Пример обзорной ледовой карты приведен на рис. 7.1 [12]. Ледовые карты крупных районов составляются регулярно (недельные, декадные, месячные, сезонные) и рассылаются по электронной почте всем заинтересованным учреждениям. Обзорные ледовые карты Арктики помещаются в Интернете.

Значительное расширение ледовых исследований началось в 1955 г. в связи с подготовкой к проведению Международного геофизического года (МГГ). Эта, одна из крупнейших международных научных программ, была осуществлена в 1957–58 гг. Советские ученые приступили к исследованию Антарктики. В 1956 г. на берегу моря Дейвиса была организована первая со-

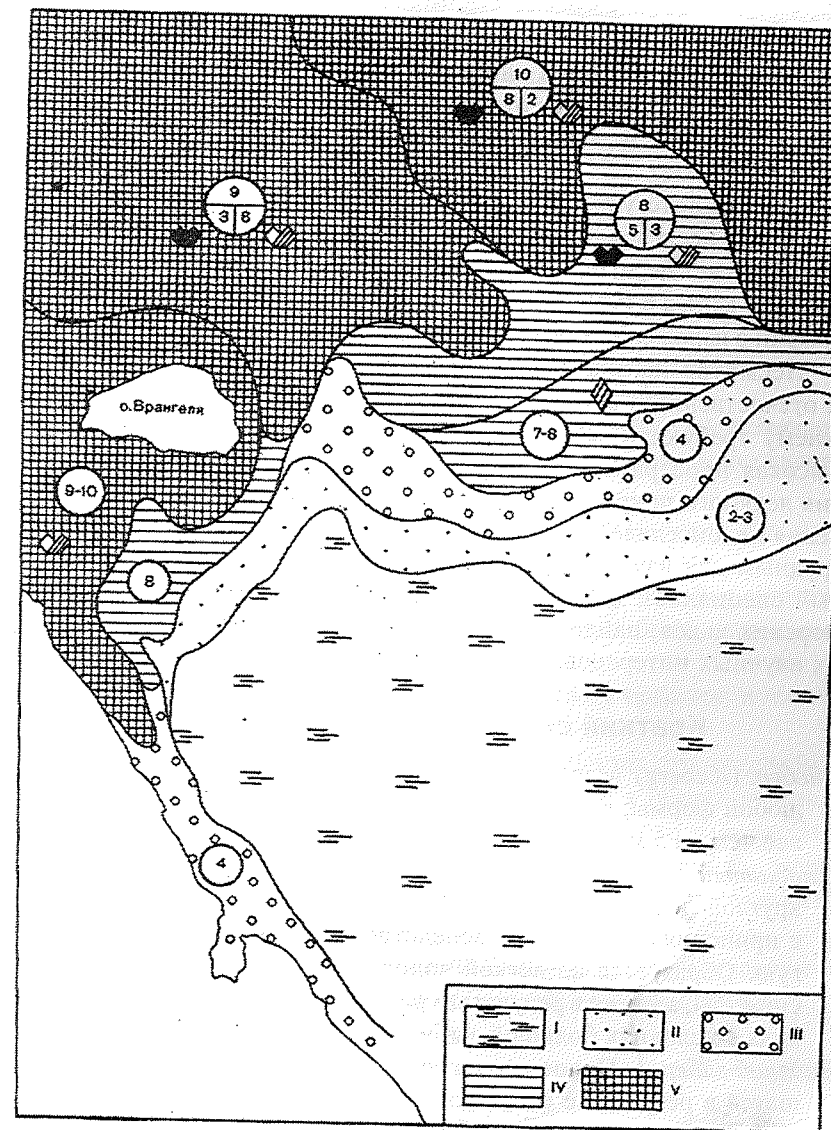


Рис. 7.1. Обзорная карта распределения льда в Чукотском море летом (I – чистая вода, II – редкий лед от 1 до 3 баллов, III – разреженный лед от 4 до 6 баллов, IV – сплоченный лед от 7 до 8 баллов, V – сплошной лед 9–10 баллов)

ветская антарктическая станция Мирный. С этого времени отечественные исследователи работают в Антарктике непрерывно до настоящего времени. Все отечественные научные работы в Антарктике курирует и возглавляет Арктический и Антарктический НИИ (ААНИИ).

В результате усилий многочисленного коллектива советских полярных исследователей был создан Атлас Антарктики. В 1966 г. вышел в свет первый, картографический том атласа [1], включающий 255 карт, а в 1969 г. издан второй том [2], в виде научной монографии с изложением результатов антарктических исследований.

Несмотря на значительные успехи, достигнутые мировым и отечественным морским ледоведением, морские льды по-прежнему требуют к себе пристального внимания. Исключительно высокая пространственно-временная изменчивость характеристик ледяного покрова в сочетании с тяжелыми условиями проведения ледоисследовательских работ делают морские льды очень трудным для изучения географическим объектом. Поэтому каждый специалист, желающий сделать вклад в дело исследования морских льдов, найдет в этой области хорошее приложение своих научных интересов.

Краткий словарь ледовых терминов

Айсберг (Iceberg): Массивный, отколовшийся от ледника кусок льда любой формы, который выступает над поверхностью воды более чем на 5 м, находящийся на плаву или сидящий на мели.

Блинчатый лед (Pancake ice): Пластины льда преимущественно круглой формы от 30 см до 3 м в диаметре, толщиной 10–15 см, с приподнятыми краями вследствие ударов льдин одна о другую. Образуется на легкой волне из ледяного сала, шуги или снежуры, а также в результате разлома склянки, ниласа и серого льда в условиях большой зыби.

Водяной заберег: Полоса воды на припае под берегом, образовавшаяся в результате стока воды с берега, таяния снега на льду и самого льда.

Глетчерный лед (Glacier ice): Лед, находящийся в леднике, или ледникового происхождения, независимо от того, находится ли он на суше или плавает в море в виде айсберга или обломков последнего.

Гнилой лед (Rotten ice): Морской лед, который приобрел сотообразное строение и находится в последней стадии разрушения.

Граница припая (Fast-ice boundary): Граница между припаем и дрейфующим льдом.

Донный лед (Anchor ice): Лед, скрепленный с дном (погруженный в воду), вне зависимости от его происхождения.

Заприпайная прогалина (Flaw lead): Канал между дрейфующим и неподвижным льдом, проходимый для надводных кораблей.

Заструги (Sastrugi): Острые, неправильной формы гряды уплотненного снега, образовавшиеся в результате выдувания и переноса снега ветром. Заструги ориентированы по направлению преобладающего ветра во время их образования.

Закраина или сквозной водяной заберег (Shore melt): Открытая вода между берегом и припаем, образовавшаяся в результате таяния льда и/или под действием речного стока.

Канал (Lead): Любой разлом или проход через морской лед, пригодный для плавания надводных кораблей.

Кромка льда (Ice edge): Граница между чистой водой и морским льдом любого вида и сплоченности. Может быть сплоченной или разреженной.

Кромка припая (Fast-ice edge): Граница между припаем и чистой водой.

Ледовитость (Ice cover): Выраженное в процентах отношение площади, занятой льдом любой сплоченности, к общей площади моря или какого-либо большого географического района. Этот район может быть глобальным, включающим площадь морей целого полушария или ограниченным какой-либо частью океана или моря, например Баренцева моря.

Ледяная каша (Brash ice): Скопления плавучего льда, состоящие из обломков не более 2 м в поперечнике, образовавшиеся в результате разрушения других форм льда.

Ледяные иглы (Frazil ice): Тонкие иглы или пластинки льда, взвешенные в воде.

Ледяное сало (Grease ice): Следующая после ледяных игл стадия замерзания, когда кристаллы льда сгустились и образуют эластичный слой на поверхности воды. Ледяное сало отражает мало света и придает поверхности воды матовый оттенок.

Ледяная стена (Ice wall): Обращенная к морю грань ледника, которая не находится на плаву. Ледяная стена скреплена с грунтом, причем нижнее ее основание находится на уровне моря или ниже его.

Ледяной барьер (Ice front): Обращенная к морю сторона шельфового или другого находящегося на плаву ледника, возвышающегося на 2–50 м и более над уровнем воды.

Ледяной дрейфующий остров (Ice island): Большой кусок плавучего льда, возвышающийся над уровнем моря на 5 м и более, который откололся от шельфового ледника; имеет толщину 30–50 м и площадь от нескольких тысяч квадратных метров до 500 км² и более; обычно имеет волнистую поверхность, благодаря которой он выглядит с воздуха ребристым.

Ледяной заберег (Young coastal ice): Припай в начальной стадии образования, состоящий из неподвижного ниласа или молодого льда. Ширина ледяного заберега может быть от нескольких метров до 100–200 м от береговой линии.

Ледяной киль (Ice keel): С точки зрения подводника, гребень подводной части гряды торосов. Ледяные кили могут иметь осадку до 50 м.

Ледяной массив (Ice massif): Скопление сплоченных морских льдов, занимающее сотни квадратных километров, сохраняющееся летом в одном и том же районе.

Ледяной потолок (Ice canopy): Дрейфующий лед с точки зрения подводника.

Мореница: Морская вода на поверхности льда под снегом, выступившая в результате погружения льда при обильных снегопадах.

Морозное парение (Frost smoke): Туманообразные облака, появляющиеся при соприкосновении холодного воздуха с относительно теплой водой. Могут появляться и над открытыми пространствами чистой воды среди льда или с подветренной стороны кромки льда в период ледообразования.

Наслуд: Тонкий лед, образовавшийся при заморозках на поверхности снежниц, промоин и проталин.

Несяк (Floeberg): Большой торос или группа смерзшихся торосов, представляющие собой отдельную льдину, находящуюся на плаву. Может выступать над уровнем моря на высоту до 5 м.

Нилас (Nilas): Тонкая эластичная корка льда, легко прогибающаяся на волне и зыби, при сжатии образующая зубчатые наслоения. Имеет матовую поверхность и толщину до 10 см. Может подразделяться на темный (более тонкий) и светлый нилас.

Обсохший лед (Dried ice): Морской лед, с поверхности которого исчезли снежницы в результате образования проталин и трещин. Во время обсыхания поверхность льда белеет.

“Отёл” (Calving): Отламывание массы льда от ледяной стены, ледяного барьера или айсберга.

Подошва припая (Icefoot): Узкая кайма льда, скрепленная с берегом, неподвижная при приливо-отливных колебаниях уровня и остающаяся после того, как неподвижный лед оторвался.

Подторос (Bummock): С точки зрения подводника, подводное нагромождение обломков льда под торосом (подводная часть тороса).

Полынья (Polynya): Продолжительно существующее пространство чистой воды среди неподвижных льдов или на их границе. Полынья может быть заполнена ледяной кашей или покрыта начальными видами льда, ниласом и молодым льдом. Иногда полынья с одной стороны ограничена берегом и тогда она называется *прибрежной* полыньей. Если полынья ограничена припаем, она носит название *заприпайной* полыньи. Если полынья образуется в одном и том же месте каждый год, она называется *стационарной* полыньей.

Припай (Fast ice): Морской лед, который образуется вдоль побережья и остается неподвижным. Он прикреплен к берегу, ледяной стене, ледяному барьеру, находится между отмелями, севшими на мель айсбергами. Может образовываться в результате примерзания к берегу дрейфующего льда. Может иметь возраст более одного года. Если припай возвышается над уровнем моря более чем на 2 м, его называют шельфовым льдом.

Прогалина заприпайная (Flaw lead): Канал между дрейфующим и неподвижным льдом, проходимый для надводных кораблей.

Прогалина прибрежная (Shore lead): Канал между дрейфующим льдом и берегом или между дрейфующим льдом и ледяным барьером, проходимый для надводных кораблей.

Промоина: Продолговатое отверстие во льду, чаще всего в припайном, промытое течением.

Проталина (Thaw hole): Вертикальное отверстие в морском льду, образовавшееся в результате сквозного протаивания льда под снежницей.

Разводье (Fracture): Любой разлом или разрыв очень сплоченного, сплошного льда, припая или отдельной льдины в результате подвижек и процессов деформации. Разводья могут быть заполнены ледяной кашей, покрыты ниласом или молодым льдом. Протяженность разводий от десятков метров до нескольких километров.

Ропак (Standing floe): Отдельная льдина, стоящая вертикально или наклонно и окруженная сравнительно ровным льдом.

Склянка (Ice rind): Легко ломающаяся блестящая корка льда, образующаяся на свободной поверхности воды в результате непосредственного замерзания или из ледяного сала, обычно в воде малой солености. Толщина склянки до 5 см. Легко ломается при ветре и на волне, обычно на прямоугольные куски.

Сморозь (Ice breccia): Смерзшиеся участки льда разного возраста. Основная масса дрейфующего льда состоит из сморозей.

Снежница (Puddle): Скопление на льду талой воды, образовавшейся в результате таяния снега, а на более поздних стадиях также вследствие таяния льда. В начальной стадии снежницы представляют собой темные пятна пропитанного водой снега.

Снежура (Slush): Снег, выпавший на поверхность моря, свободную ото льда, пропитанный водой и представляющий собой вязкую массу.

Солевые цветы: Солевые кристаллы на поверхности льда, образовавшиеся в результате вымораживания рассола. Характерны для ниласовых и молодых льдов.

Стамуха (Grounded hummock): Торосистое, сидящее на мели ледяное образование. Встречаются отдельные стамухи и барьеры (или цепочки) стамух.

Таран (Ram): Подводный ледяной выступ от ледяной стены, ледяного барьера, айсберга или льдины. Его образование связано с интенсивным таянием и эрозией надводной части.

Тертый лед (Small ice cake): Битый лед менее 2 м в поперечнике.

Торос (Hummock): Любое отдельное нагромождение льда, образовавшееся в результате сжатия.

Торошение (Hummocking): Образование торосов в результате сжатия морских льдов.

Трещина (Crack): Любой разрыв льда, который не разошелся более чем на 1 м.

Шельфовый ледник (Ice shelf): Ледяной покров значительной толщины, находящийся на плаву, возвышающийся на 2–50 и более метров над уровнем моря и скрепленный с берегом или ледником. Имеет обычно большое горизонтальное простирание и ровную или слегка волнистую поверхность. Пополняется за счет ежегодного накопления снега, а также материнского ледника, находящегося на суше. На ограниченных участках может быть скреплен с грунтом.

Шуга (Shuga): Скопление пористых кусков льда белого цвета, достигающих нескольких сантиметров в поперечнике. Образуется из ледяного сала, снежуры и внутриводного льда.

Литература

1. Атлас Антарктики. Т. 1, М.; Л.: ГУГК, 1966. 255 с.
2. Атлас Антарктики. Т. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 598 с.
3. Богородский В. В., Гаврило В. П. Лед. Физические свойства. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 384 с.
4. Буйницкий В. Х. Морские льды и айсберги Антарктики. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, Л., 1973, 255 с.
5. Гиттерман К. Э. Концентрирование соляных рассолов естественным вымораживанием. Тр. Соляной лаборатории АН СССР, 1937. Ч. 1, вып. 15. 72 с.
6. Доронин Ю. П., Хейсин Д. Е. Морской лед. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 318 с.
7. Зубов Н. Н. Льды Арктики. М.: Изд-во Главсевморпути, 1944. 360 с.
8. Котляков В. М. Мир снега и льда. М.: Наука, 1994. 285 с.
9. Ломоносов М. В. Избранные произведения. Т. 1. М.: Наука, 1986, 494 с.
10. Мальмгрен Ф. О свойствах морского льда. Л.: Изд. Гидрометеорол. ком. СССР, 1930. 80 с.
11. Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов. Л.: Гидрометеиздат, 1984, 56 с.

12. Номенклатура морских льдов. Условные обозначения для ледовых карт. Л.: Гидрометеониздат, 1974. 86 с.
13. Океанографические таблицы. Л.: Гидрометеониздат, 1975. 477 с.
14. Паундер Э. Физика льда. М.: Мир, 1967. 189 с.
15. Савельев Б. А. Строение и состав природных льдов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. 280 с.
16. Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 399 с.
17. Bernal I. D., Fowler R. H. A theory of water and ionic solution, with particular reference to hydrogen and hydroxyl ions // J. Chem. Phys. 1933. Vol. 1, N 8, P. 515.
18. Pawling L. The structure and entropy of ice and of other crystals with some randomness of atomic arrangement // J. Am. Chem. Soc. 1935. Vol. 57, P. 2608–2684.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1. ЛЕД КАК ТВЕРДАЯ ФАЗА ВОДЫ	6
1.1. Вода и ее свойства	6
1.2. Лед – кристаллическое вещество	10
1.3. Кристаллическая структура льда	13
1.4. Образование и рост ледяных кристаллов	19
2. ОБРАЗОВАНИЕ ЛЬДА ИЗ МОРСКОЙ ВОДЫ	25
2.1. Понятие об эвтектике	26
2.2. Замораживание пробы морской воды	29
3. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОРСКОГО ЛЬДА	35
3.1. Соленость	35
3.2. Температура	41
3.3. Теплоемкость, теплота плавления и теплопроводность	44
3.4. Плотность, пористость и плавучесть	47
3.5. Радиационные свойства	50
3.6. Механические свойства	54
4. ФОРМИРОВАНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА	58
4.1. О ледовой терминологии и классификации льдов	58
4.2. Начальные формы морского льда	61
4.3. Особые случаи образования молодого льда	64
4.4. Припай	66
4.5. Айсберги и ледяные острова	67
4.6. Дрейфующий лед	71
4.7. Нарастание льда, предельная толщина ледяного покрова и возраст морских льдов	76
4.8. Понятие о ледовитости полярных морей	81

5. ДИНАМИКА, ДЕФОРМАЦИИ И РАЗРУШЕНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА	86
5.1. Ветер и морские льды	87
5.2. Торошение	89
5.3. Трещины, разводья, полыньи	95
5.4. Снег на льду	98
5.5. Изостатические явления.....	100
5.6. Лед, течения и приливы	102
5.7. Снежницы, проталины, промоины	105
5.8. Разрушение и таяние льда	107
 6. ОСОБЕННОСТИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА АНТАРКТИКИ	 108
6.1. Дрейфующие льды Южного океана	108
6.2. Припайные льды Антарктики	114
6.3. Шельфовые льды и айсберги Антарктики	117
 7. ОТЕЧЕСТВЕННОЕ МОРСКОЕ ЛЕДОВЕДЕНИЕ.....	 121
Краткий словарь ледовых терминов	126
Литература	131

Учебное издание

ДЕЕВ
Михаил Гаврилович

МОРСКИЕ ЛЬДЫ

Редактор	В. А. Стряпчий
Оригинал-макет	О. Н. Поспелова
Ответственный за выпуск	Л. С. Горюнова

Изд. лиц. № 040414 от 18.04.97.
Подписано в печать 19.02.02. Формат 60×90/16. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,4. Уч.-изд. л. 7,4. Тираж 300 экз.
Заказ 919.
Ордена "Знак Почета" Издательство Московского университета.
103009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.
Отпечатано в Полиграфическом отделе
географического факультета.
119899, Москва, Воробьевы горы, МГУ им. М. В. Ломоносова,
географический факультет.