

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ОХОТСКОГО МОРЯ В 2001—2006 гг.

В.М. Пищальник, С.А. Покрашенко, А.В. Леонов, А.А. Гальцев

АННОТАЦИЯ

Ряд исследований последних лет доказал наличие в ледяном покрове дальневосточных морей ледовых форм микроводорослей и морских гетеротрофных организмов. В настоящей работе рассмотрена среда обитания этих форм, ее пространственно-временная изменчивость применительно к Охотскому морю как наиболее холодному из дальневосточных морей. Рассмотрены особенности процесса ледообразования, дрейфа и деформации и разрушения ледяного покрова Охотского моря на основании исторических данных и исследований последних лет, включающих дистанционные методы и результаты прямых наблюдений в различных районах Охотского моря. Приведены рекомендации по отбору проб морского льда для дальнейшего исследования микрофлоры ледяного покрова.

ВВЕДЕНИЕ

В статье (Могильникова и др., 2009; см. наст. сборник с. 129—145) обсуждаются вопросы состава, распределения и экологии микроводорослей морских и гетеротрофных организмов льдов в Охотском море, а также гидрохимических характеристик морского льда и воды в местах отбора проб. Морские льды в указанной работе рассматриваются как среда обитания ледовых форм микроводорослей. Вполне очевидно, что для понимания процессов развития криофильной флоры и правильной интерпретации тех, пока немногочисленных данных о количественном и качественном ее составе, необходимо иметь четкое представление о пространственно-временной изменчивости самого ледяного покрова, которое целесообразно начать с анализа режимных закономерностей его развития в море в целом. Только на основе знаний особенностей процессов ледообразования, дрейфа, деформации и разрушения ледяного массива на исследуемых акваториях можно сделать адекватные выводы о характере пространственной и временной изменчивости условий развития криофильной микрофлоры.

Характерной особенностью, отмеченной пока только в Охотском море (Леонов и др., 2006), является наличие в холодный период года двух пиков развития планктонной микрофлоры: первый в начальный период формирования льда, второй — в период его таяния. Наличие первого пика развития диатомовых первоначально было обнаружено во второй серии модельных расчетов динамики годового хода трансформации органогенных веществ на акватории прол. Лаперуза (Леонов и др., 2005). Наличие пика биомассы фитопланктона в январе было подтверждено при анализе данных спутниковых наблюдений и выявленными повышенными концентрациями хлорофилла «а» в водах Охотского моря (Зенкин, 2004). Второй пик цветения фитопланктона весной известен давно и описан в

литературе (Шунтов, 2001; Цхай и др., 2006; и др.). Следует заметить, что в работе (Цхай и др., 2006) несмотря на большое количество проанализированных спутниковых данных первый пик цветения фитопланктона выделен не был.

Цель данной работы — анализ условий ледообразования в период отбора проб льда (2001—2006 гг.) для определения в нем криофильной флоры с учетом районирования моря по однородности параметров ледяного покрова и характерных особенностей ледового режима Охотского моря в целом. В основу анализа ледовой обстановки легли результаты наблюдений за характеристиками ледяного покрова при выполнении ледокольных проводок судов «Сахалин Энерджи Инвестмент Компани Лтд.», также привлекались электронные ресурсы свободного режима доступа (Sea ice information...) и снимки спутников серий NOAA и TERRA (архив лаборатории ГИС-технологий и мониторинга природных процессов Сахалинского филиала ДВГИ ДВО РАН).

ОПЫТ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА РАЗВИТИЕМ КРИОФИЛЬНОЙ ФЛОРЫ НА МОРСКИХ ЛЬДАХ

Факты массового заселения различными микроводорослями морского льда и покрывающего его снега (в первую очередь по специфической окраске) были зафиксированы более ста лет назад первыми исследователями Арктики на дрейфующих льдах в период экспедиций А.Е. Норденшельда в 1875 и 1878 гг. (Cleve *et al.*, 1880, 1883). В середине прошлого века описательный период изучения ледовой флоры завершил П.И. Усачев в своей обобщающей работе (Усачев, 1949).

С начала 1960-х гг. начался экспериментальный этап в изучении ледовых водорослей (Мельников, 1989). Результаты этих исследований позволили объяснить возможность развития водорослей во льдах и их способность к гетеротрофному питанию как одному из возможных типов питания при недостатке освещенности среды (Ильяш и др., 1996; Horner, 1989). Прямые наблюдения нижней поверхности дрейфующего арктического льда с применением водолазной техники открыли новые особенности существования фауны и флоры криопелагических биоценозов, реальную картину распределения массовых скоплений колоний водорослей подо льдом (Грищенко, 1976; Мельников и др., 1987; Horner, 1989).

В результате проведенных исследований было установлено, что морской лед, состоящий из твердого и жидкого субстрата, является благоприятной средой обитания микроводорослей. Система каналов кристаллической структуры льда обеспечивает двусторонний осмотический обмен между подледной морской водой и жидкой фазой льда (Цуриков, 1976; Thomas *et al.*, 2002). За счет этого обмена органическое вещество постоянно концентрируется во льду, особенно на границе вода—лед. Частицы детрита вмораживаются в лед и накапливаются в его толще. Развивающаяся приледовая флора концентрируется на нижней поверхности льда, в выступах и углублениях в стенках льда, замкнутых полостях льда, и эта флора легко может попадать в морскую воду.

Детальному анализу структуры морского льда как субстрата для флоры и фауны и способов его заселения микроводорослями и организмами интерстициальной фауны посвящены работы (Мельников, 1989; Цуриков, 1976, 1980). Одним из результатов исследований второго этапа является вывод о том,

что морские льды на всех широтах заселены одноклеточными и колониальными видами водорослей по всей своей толще. В один и тот же временной период лед населяет большее количество видов, чем их обитает в морской воде и снеге. Скопления микроводорослей во льду имеют самые разнообразные формы, размеры и плотность. Их окраска заметна человеческому глазу. Чаще всего это бурая окраска разных оттенков нижней поверхности льда.

Экспедиционные наблюдения 2001—2006 гг. подтвердили, что процесс размножения микроводорослей во льдах Охотского моря происходит достаточно активно. Первые визуальные признаки наличия вспышки фитопланктона в начале зимы появляются уже через 1—2 суток в районах, где устанавливается сплошной ледяной покров толщиной 3—5 см. При взломе его корпусом судна на лед выплескиваются фонтанчики воды, имеющие светло-коричневый цвет. По визуальным оценкам толщина слоя окрашенной воды составляет всего 5—15 см, но этого вполне достаточно, чтобы фотосинтетическая активность была зафиксирована из космоса. С увеличением толщины льда выплескивание окрашенной воды на его поверхность, но уже темно-коричневого цвета, можно наблюдать преимущественно при разрушении гряд торосов, где в зонах гидродинамической тени создаются благоприятные условия для развития микроводорослей (Грузов и др., 1967; Мельников, 1980).

В весенний период при переворачивании льдин в массиве однолетнего льда в результате подвижек или механического разрушения их подводная поверхность также часто бывает покрыта темно-коричневым налетом. Бурый цвет нижней поверхности льда и воде придают колониальные пеннатные и (или) центрические микроводоросли, а иногда и обилие взвеси органического вещества (детрита). При визуальных наблюдениях с самолета за состоянием ледяного покрова в 1970—1980 гг. такой лед идентифицировался ледовыми наблюдателями как загрязненный несмотря на то, что источники загрязнения льда отсутствовали. Количество микроводорослей, прикрепленных к нижней поверхности льда, иногда так велико, что при разрушении гряд торосов на поверхность льда выплескиваются сгустки водорослей, похожие на обрывки канатов.

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ, РАЗВИТИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ОХОТСКОМ МОРЕ

Берингово, Охотское и Японское моря — окраинные моря бассейна северо-западной части Тихого океана. Обычно их объединяют в группу дальневосточных морей России. Находясь в умеренных широтах, они простираются от 32° до 66° с.ш. Специфика формирования ледяного покрова дальневосточных морей, в целом расположенных на границе Азиатского материка и Тихого океана, во многом определяется ветровым режимом и генеральной циркуляцией вод (рис. 1).

В рассматриваемом районе благодаря различиям в теплостойкости Азиатского материка и Тихого океана формируется атмосферная циркуляция муссонного типа (работает так называемая тепловая машина второго рода), т.е. в холодный период года ветры дуют преимущественно с суши на море, а в теплый — наоборот. Преобладание ветров северо-западных румбов в зимний период инициирует развитие над акваториями морей одновременно двух процессов: активную генерацию льда в квазистационарных полыньях вдоль их северо-западных побережий и постоянный генеральный дрейф ледяного покрова в юго-восточном

направлении (Астафьев и др., 1997; Плотников и др., 1998; Покрашенко и др., 1987). В результате этого формируется главная особенность ледового режима дальневосточных морей — увеличение толщины льда (тождественно возраста) по мере продвижения его с севера на юг.

Японское море почти целиком (кроме Татарского пролива севернее 49° с.ш.) лежит в зоне муссонного климата субтропиков и умеренных широт. Охотское и Берингово моря, наряду с муссонным, уже имеют черты субарктического и арктического климата. Наиболее ярко черты арктического климата проявляются в крайних северной и западной частях Охотского моря, которые глубоко вдаются в Азиатский материк и находятся в непосредственной близости к полюсу холода северного полушария (район пос. Оймякон в Якутии). Сочетание географического положения Охотского моря с особенностями рельефа дна (наличия обширных мелководных районов вдоль северо-западного побережья) делают его самым холодным из дальневосточных морей.

Анализ данных наблюдений за ледяным покровом более чем за полувековой период показал, что в массиве льда Охотского моря формируются стабильные региональные зоны, локальная однородность параметров ледяного покрова которых может являться условием для его пространственного районирования. Это позволило по характерным типовым признакам выделить в массиве пять ледовых районов (рис. 2). Подробно ледовые характеристики для всех районов обсуждаются в работе (Tambovsky *et al.*, 2007).

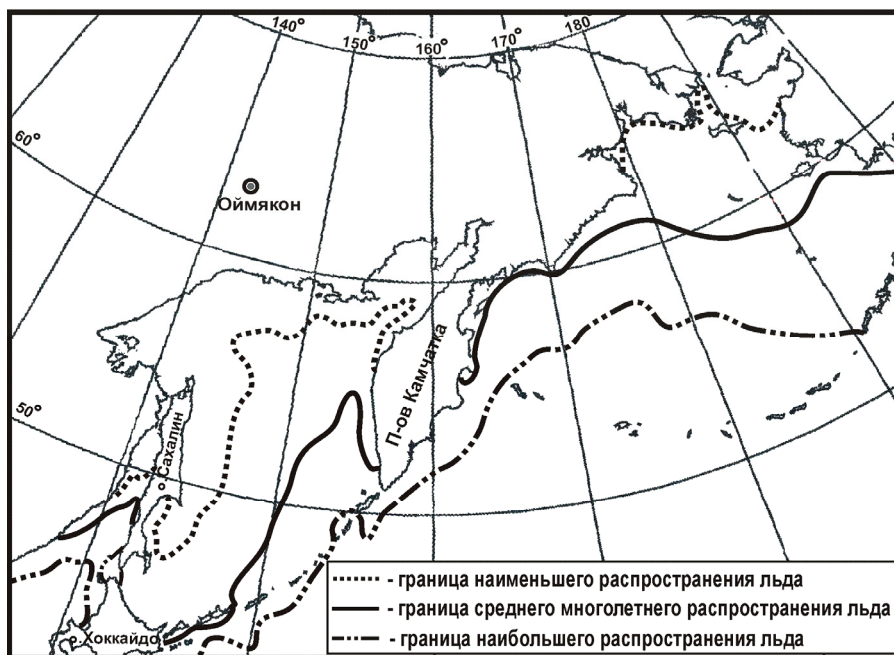


Рисунок 1. Границы распространения льда в дальневосточных морях (Якунин, 1995)

Стадия формирования ледяного покрова

Первые признаки образования льда в бухтах и заливах Охотского моря начинают проявляться в его крайних западных и северных районах уже в конце октября — начале ноября. К середине ноября процессы ледообразования прослеживаются не только вдоль всего северо-западного побережья, но и в

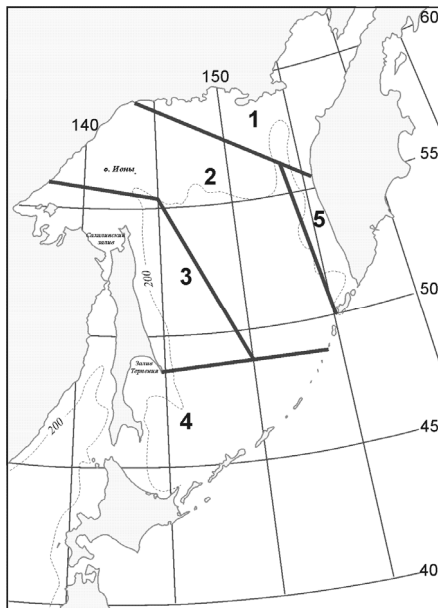


Рисунок 2. Районирование ледяного покрова по типовым признакам

открытых прибрежных районах моря. Это уникальное явление впервые было зафиксировано в начале 1960-х гг. в процессе выполнения регулярных ледовых авиаразведок и связано с выходом на поверхность холодных глубинных вод к северу от о. Ионы (Якунин и др., 2002) (рис. 3а). С началом ледообразования в условиях набирающего силу зимнего муссона образующиеся начальные виды льда сразу же начинают свой дрейф в юго-восточном направлении. При этом на освобождающемся пространстве чистой воды образование льда не прекращается в течение всего зимнего сезона (до следующего этапа перестройки атмосферной циркуляции в конце марта — начале апреля), что является основным условием формирования плотных холодных вод в придонных слоях северного шельфа Охотского моря (Гладышев, 1998).

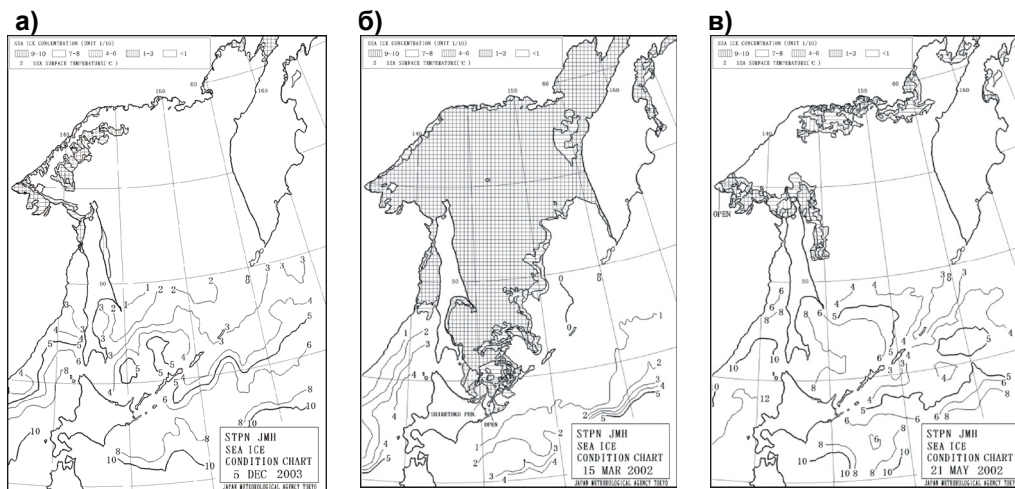


Рисунок 3. Фрагменты локационных спутниковых карт характерной ледовой обстановки в Охотском море в начале ледообразования (а), в середине зимы (б) и в период разрушения ледяного покрова (в) (Sea ice information...)

Увеличение толщины ледяного покрова происходит уже в процессе его дальнейшего дрейфа на юг за счет термических и динамических факторов. По расчетам Л.П. Якунина (1990) продолжительность дрейфа льда от северных до южных границ Охотского моря составляет 9—10 декад. В среднем, за это время лед преодолевает расстояние около 600 миль и без учета динамических факторов успевает нарасти до толщины 70 см. По данным инструментальных наблюдений толщина ровного (неторошенного) льда в южной части моря может достигать 1,8 м. Достижение льдом такой толщины становится возможным в результате многократных наслоений на ранних стадиях его формирования в динамически активных районах.

Стадия развития ледяного покрова

Во второй половине января южная кромка формирующегося в Охотском море массива льда достигает северо-восточного побережья о. Хоккайдо, которое, являясь естественной преградой, обуславливает накопление его в крайней южной части моря. По мере заполнения льдом крайней южной части моря и под напором непрерывно поступающих из северных районов новых порций льда в начале февраля дрейфующий лед начинает выдавливаться через южные проливы Курильской гряды (прол. Измены, Екатерины, а в марте Фриза и Буссоль) в Тихий океан и через прол. Лаперуза в Японское море (рис. 3б).

Согласно предложенной схеме районирования ледяного массива Охотского моря по типовым признакам (рис. 2) непосредственно к о. Сахалин прилегают акватории, относящиеся к ледовым районам №3 и №4 (Tambovsky *et al.*, 2007). На восточной периферии этих районов возможно частичное проникновение льдов из района №2. Присутствие же здесь льдов из района №1 маловероятно, а из района №5 практически исключено. Остановимся подробнее на ледовых характеристиках ледовых районов, прилегающих к о. Сахалин.

Шантаро-Сахалинский район (рис. 2, район №3). Исходя из особенностей орографии побережья и атмосферной циркуляции, данный район нередко называют «мешком холода». Горные массивы высотой 1000—2000 м, выходящие непосредственно к побережью, создают условия для застоя здесь холодного воздуха, поступающего из Якутии. Преимущественно зональная ориентация береговой черты с глубоко вдающимися в сушу заливами в условиях работы зимнего муссона делают этот район (равно как и крайнюю южную часть Охотского моря) своеобразной «ловушкой» для дрейфующих льдов. Упираясь в берег, льды многократно наслаиваются, деформируются, образуя параллельно береговой черте гряды торосов, и под воздействием низких температур воздуха быстро смерзаются. В результате здесь формируется зона очень «тяжелого» льда (в середине зимы толщина льда 1—2 м, степень деформации может достигать 80—90%). По мере наполнения льдом этого участка моря (в первую очередь Сахалинского залива) излишки его начинают выдавливаться в район Восточного Сахалина и вдоль границы зоны отторжения (или квазистационарной полыньи) формируют пояс однолетнего среднего льда шириной 10—30 миль, простирающийся вдоль северо-восточного побережья острова от м. Елизаветы до м. Терпения (зона 3 на рис. 4). Южнее широты м. Терпения происходит рассеивание этой зоны по всей южной части моря (зона 3—4 на рис. 4). Восточнее пояса тяжелого льда расположена зона больших полей очень сплоченного однолетнего тонкого льда толщиной до 70 см (зона 4 на рис. 4).

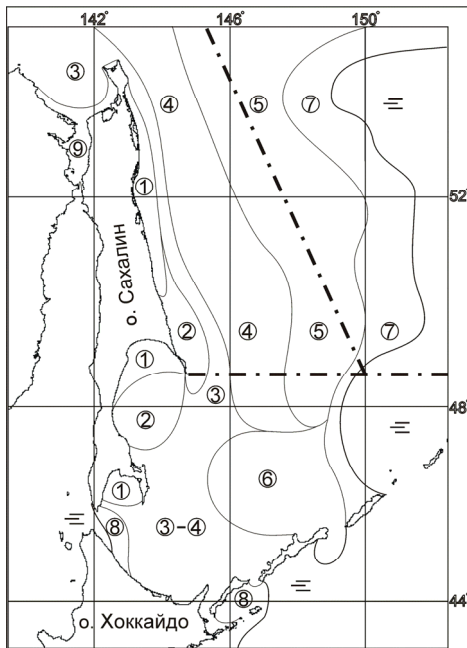


Рисунок 4. Характерное положение кромок льда и границ зон внутри массива дрейфующего льда в марте в ледовых районах №3 и №4 (цифрами обозначены зоны с различными характеристиками льда)

Далее располагается зона полей сморозей однолетнего тонкого льда (на базе ниласовых и молодых льдов) и зона разреженных и редких битых льдов. Ледообразование у кромки весьма умеренное, а в мягкие зимы в прикромочной зоне могут превалировать процессы термического разрушения льда.

Непосредственно вдоль северо-восточного побережья острова (также как и вдоль северо-западного побережья всего моря) развивается полынья, но она менее устойчива, чем в зал. Анива и Терпения, поскольку быстрее закрывается под воздействием ветров восточных румбов, вызванных прохождением глубоких циклонов (зона 1 на рис. 4). Непосредственно к юго-восточным границам полыней примыкают зоны очень сплоченного серо-белого льда (зона 2 на рис. 4). Полынья на северо-восточном побережье острова прекращает свое существование с началом перехода атмосферной циркуляции от зимнего типа к летнему.

Исследования направления и скорости дрейфа льда вдоль восточного побережья о. Сахалин с помощью спутниковых снимков по идентифицированным льдинам показали, что наибольшие средние скорости генерального дрейфа льда наблюдаются в январе—феврале (26,8 км/сут). В апреле они уменьшаются до 10,4 км/сут. Максимальная скорость дрейфа составляла 95,0 км/сут. Эксперименты с автономными буями ARGOS показали, что время прохождения ими пути от зал. Пильтун (~53° с.ш.) до о. Хоккайдо или южных Курильских проливов колеблется от 36 до 60 сут. Средняя скорость дрейфа составляла от 25,6 до 31,6 км/сут, максимальная — от 56,0 до 64,0 км/сут (Астафьев и др., 1997).

Южно-Охотоморский район (рис. 2, район №4). На данной акватории наблюдается процесс преимущественного накопления льда, дрейфующего из района №3. Местный молодой лед (до толщины 25—30 см) образуется на площадях, достаточных для объединения его в зоны шириной 30—40 миль, только в зал. Терпения (зона 2 на рис. 4), т.е. фактически на прилегающем к зал. Терпения мелководье. Для массива дрейфующего льда в районе №4 характерным является процесс ледообразования на пространствах чистой воды между различными формами льда в ночные часы. Днем, как правило, происходит разрушение ночных образований ниласовых льдов. Поэтому зона 6 здесь выделяется как зона очень сплоченных однолетних битых льдов.

Южной границей района являются северо-восточное побережье о. Хоккайдо и западное побережье Южных Курильских островов, где сжатия льда отмечаются

наиболее часто. В зонах сжатия льда возможно кратковременное образование сморозей, которые в последствии быстро распадаются под влиянием динамических факторов (зыбь, изменение направления дрейфа и т.д.). Несмотря на это, в зоне влияния течения Соя термическое разрушение нижней поверхности дрейфующего льда не прекращается в течение всей зимы и весенний процесс очищения южной части моря ото льда начинается именно с этих районов (Пищальник и др., 2008). Для прикромочных зон вдоль западной и восточной кромок характерно наличие зон сплоченных битых льдов (зона 8 на рис. 4).

Максимального развития ледяной покров в Охотском море достигает в марте (рис. 3б). Средняя ледовитость моря в это время достигает 79%, при размахе колебаний от 57 до 97% (площадь поверхности моря принята равной 1 603 тыс. км² (Фролов, 1971)). В очень суровые зимы чистая вода может быть встречена лишь у центральных Курил. В самые мягкие зимы на западе и севере моря кромка льда располагается на расстоянии всего 150—180 миль от побережья (Плотников и др., 1998).

Стадия разрушения ледяного покрова

Первые визуальные признаки разрушения ледяного покрова начинают отчетливо проявляться в крайней южной части моря (район течения Соя) и вдоль побережья Западной Камчатки уже в конце марта. Наиболее активно процессы очищения моря ото льда происходят в апреле и мае. В этот период в южной части моря кромка льда быстро отступает в северо-западном направлении, а в крайней северо-западной части моря, наоборот, в юго-восточном. Смещение кромки в юго-восточном направлении обусловлено тем, что в результате смены направления муссона генерация новых порций льда в этих районах прекращается, а образовавшиеся там ранее молодые льды быстро разрушаются под воздействием термических факторов. Однако образовавшиеся пространства чистой воды здесь эпизодически закрываются дрейфующим льдом, теперь уже при усилении ветров восточных румбов, характерных для летнего муссона. В мае остатки ледяного массива концентрируются, как правило, в северной, северо-восточной и западной частях Охотского моря (рис. 3в). Окончательное разрушение льда в этих скоплениях происходит в разные сроки. В последнюю очередь лед разрушается в районе Шантарских островов, где в суровые годы его можно наблюдать до конца августа. Таким образом, в зависимости от района продолжительность ледового сезона в Охотском море колеблется в течение года от трех до девяти месяцев в году.

Особенности формирования припайных льдов

Исходя из общих условий формирования, схемы дрейфа ледяного покрова в Охотском море в целом и конфигурации береговой черты, припай может образовываться только в районах с преимущественно зональной ориентацией береговой черты при условии продолжительного воздействия низких температур воздуха. К таким участкам можно отнести район Шантарских островов, заливы Сахалинский и Северный (между м. Марии и м. Елизаветы), а также закрытые, глубоко вдающиеся в сушу заливы и бухты, устья рек, имеющие отчетливо выраженные очертания русла в береговой черте (зона 9 на рис. 4). Продолжительность стояния припая здесь не намного меньше общей продолжительности ледового сезона.

Для остальных участков побережья моря характерно кратковременное (от 1—3 до 4—8 недель) формирование припая шириной от нескольких сотен метров до 10 и более км, который классифицируется как неустойчивый (Скоков, 1986). На восточном побережье о. Сахалин на отдельных участках за счет наличия стамух и конфигурации береговой черты продолжительность стояния припая может быть более 2 месяцев.

Большое количество ледяных образований, максимальная толщина которых может достигать 25—35 м (Астафьев и др., 1997; Поломошнов и др. 1989), присутствует в поясе тяжелого льда. Во время прохождения циклонов под воздействием восточных ветров массив льда прижимает к берегу. При этом часть мощных ледяных образований садится на грунт, образуя стамухи, и при смене направления ветра не позволяет льду отойти от берега, выполняя роль опорных свай. Со временем происходит смерзание массива, и он существует определенное время в виде припая, пока под воздействием нескольких одновременно действующих динамических факторов (как правило, сочетания сизигийных приливов, высоких скоростей вдольбереговых приливных течений, ветровых нагрузок и т.д.) не произойдет его разрушение.

ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ В ПЕРИОД ИССЛЕДОВАНИЯ КРИОФИЛЬНОЙ ФЛОРЫ В 2001—2006 гг.

Отличительной чертой исследуемого периода является то, что наблюдаемый за это время размах колебаний ледовитости является абсолютным по своей величине. За всю историю наблюдений с начала 1950-х годов ледовитость Охотского моря колебалась от 97% (ледовый сезон 1966—1967 гг.) до 57% (ледовый сезон 1990—1991 гг.) (Плотников и др., 1998). В 2001 г. максимум ледовитости был повторен, а минимум в ледовый сезон 2005—2006 гг. был на 3% ниже зафиксированного ранее (табл. 1).

Таблица 1. Изменчивость площади льда и ледовитости Охотского моря в период исследований криофильной флоры

Год	2001	2002	2003	2004	2005	2006
Площадь льда, тыс. км ²	1548	1277	1178	1037	948	868
Ледовитость, %	97	80	73	65	59	54

Таким образом, начало периода исследований совпало с максимумом, а конечная фаза (работа на припае) была выполнена в абсолютный минимум ледовитости, наблюдаемый в Охотском море. Это, несомненно, отразилось и на методологии проведения исследований и на их результатах. В первую очередь это относится к состоянию припайного льда в южной части о. Сахалин (цв. ил. 8, стр. 219).

В данном районе конфигурация береговой черты способствует образованию припая преимущественно за счет динамических факторов (термические факторы играют второстепенную роль). Генетическую основу припая составляет лед, дрейфующий из мелководных районов, прилегающих к зал. Терпения, а также из северных районов моря, который ветрами северо-западного направления оказывается прижатым к берегу на время, достаточное для его смерзания. Однако устойчивость зимнего муссона в этих широтах намного ниже, а температура воздуха

(особенно в дневные часы) намного выше, чем в северных районах моря. Поэтому этот припай легко взламывается даже при влиянии одного разрушающего фактора: при смене направления ветра или под влиянием сизигийных приливов. В условиях минимальной ледовитости в зимний период 2006 г. наблюдался неоднократный взлом припая, и происходила полная или частичная его замена в заливе. Поэтому пробы льда отбирались фактически каждый раз на вновь сформированном припае, что не позволило проследить развитие зимних водорослей в динамике.

Другая ситуация происходила при отборе проб с припая в бух. Лососей и в устье р. Большая Хузи на северо-восточном побережье о. Сахалин (цв. ил. 8, стр. 219). В этих районах припай формируется в устьях рек по границе недалеко выступающих в море мысов. Ширина его колеблется от десятков до сотен метров, но продолжительность стояния его в любые типы зим различается незначительно. Отличительной чертой такого вида припая является то, что по мере приближения к берегу основу его составляет преимущественно речной лед. Отсюда и существенные различия в видовом составе зимней микрофлоры и химических показателях по сравнению с дрейфующим морским льдом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексный анализ характерных особенностей образования льда, условий его деформации и дрейфа с учетом районирования моря по однородности параметров ледяного покрова позволяет выделить следующие особенности ледового режима, которые определяют условия развития ледовых микроводорослей:

1. Основная масса льда, поступающая в юго-западную часть Охотского моря, формируется в Шантаро-Сахалинском районе. Характерными признаками этих льдов является повышенная торосистость ледяного покрова и многократные наслаения на ранних стадиях его образования.
2. Вдоль восточного побережья о. Сахалин генеральный дрейф льда осуществляется со скоростью 5—15 миль/сут. в южном и юго-восточном направлениях. По мере накопления льда в крайней южной части Охотского моря скорость дрейфа массива льда заметно снижается. Максимальный период дрейфа льда от северных до южных границ моря может составлять 90—100 сут. (по теоретическим расчетам), от северных районов о. Сахалин — около 60 сут. (по инструментальным данным). Максимальная скорость дрейфа достигает 95 км/сут.
3. На отдельных участках восточного побережья острова под воздействием динамических факторов формируется неустойчивый припай, в котором нельзя отследить динамику развития ледовой микрофлоры, поскольку он образуется посредством смерзания дрейфующего вдоль побережья льда и подвержен многократным взломам с последующей полной заменой ледяного покрова.
4. В устьях рек припай формируется за счет термических факторов в любые типы зим. В этом припае целесообразно проводить исследования развития ледовой микрофлоры от момента его образования до динамического разрушения. Однако по наблюдениям в этих районах нельзя судить о видовом и количественном составе ледовой микрофлоры дрейфующих морских льдов.
5. В заливах Анива и Терпения (с прилегающими к нему мелководными акваториями) вследствие формирования стационарных полыней в зимний

период происходит непрерывное образование местного льда от начальных видов до молодых (25—30 см). Обновление ледяного массива происходит в течение 1—2 недель.

6. Ледовый сезон продолжается на северо-восточном побережье острова с конца ноября по июнь, в зал. Анива — с января по апрель. Это максимальный временной период существования припая.

Морской лед как биотоп кристаллической структуры по консистенции состоит из твердого и жидкого субстрата с определенными градиентами по температуре, солености, освещенности, что обеспечивает осмотический обмен между подледной морской водой и жидкой фазой льда. В целом лед является благоприятной средой обитания микроводорослей. Основными факторами, лимитирующими развитие криофильной флоры, являются температура, освещенность, соленость и наличие биогенных веществ.

С учетом перечисленных выше особенностей ледообразования при планировании в дальнейших исследованиях необходимо разрабатывать единую методику отбора проб воды из дрейфующего и неподвижных льдов. Для накопления сопоставимого ряда наблюдений с целью изучения динамики ледовой микрофлоры она должна базироваться преимущественно на регулярной временной и пространственной основе. Для отбора проб дрейфующих льдов это, вероятно, должны быть строго определенные широтные разрезы. При этом особое внимание следует уделять возрастным характеристикам ровного льда, т.е. его толщине и, учитывая высокую динамику ледообразования, исследовать разные участки керна.

Для отбора проб неподвижного льда (припая) также следует рекомендовать придерживаться принципа пространственно-временной привязки. Из наиболее доступных и удобных для наблюдения участков на юге острова наиболее информативными представляются участки побережья с наибольшей продолжительностью стояния припая. Это районы пос. Первая и Вторая Падь в бух. Лососей (зал. Анива) и юго-восточный участок побережья в зал. Мордвинова. В северной части острова наибольший интерес могут представлять удерживаемые стамухами и продолжительно существующие участки припая в районе зал. Чайво, а также устойчивый припай в зал. Северный и Сахалинский.

Только при соблюдении такого подхода к сезонным исследованиям микроводорослей льда будут учтены особенности динамики самого ледяного покрова, разница возрастных характеристик льда и сроков продолжительности ледового сезона в отдельных районах.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- Астафьев В.Н. и др.** Торосы и стамухи Охотского моря / В.Н. Астафьев, Г.А. Сурков, П.А. Трусков. — СПб.: Прогресс-Погода, **1997**. — 197 с.
- Гладышев С.В.** Оценка скорости формирования плотных холодных вод на северном шельфе Охотского моря // Метеорология и гидрология. — **1998**. №4. — С. 73—81.
- Грищенко В.Д.** О макрорельефе нижней поверхности дрейфующих льдов // Труды АНИИ. — **1976**. Т. 320. — С. 33—38.

- Грузов Е.Н. и др.** Биологические сообщества прибрежных районов моря Дейвиса по результатам водолазных наблюдений / Е.Н. Грузов, М.В. Пропп, А.Ф. Пушкин // Информ. бюл. САЭ. — 1967. №65. — С. 3—10.
- Зенкин О.В.** Разработка методики оценки геоэкологической обстановки в водах Охотского моря на основе спутниковых данных MODIS // Дис. на соиск. канд. тех. наук. Сахалинский филиал ДВГИ ДВО РАН. — Южно-Сахалинск, 2004. — 148 с.
- Ильяш Л.В. и др.** Динамика биомассы и функциональных характеристик беломорских диатомовых водорослей *Skeletonema costatum* и *Chaetoceros descipiens* при накопительном культивировании / Л.В. Ильяш, В.Д. Федоров, К.К. Сарухан-Бек // Изв. РАН. Сер. биол. — 1996. №4. — С. 472—477.
- Леонов А.В. и др.** Биотрансформация органогенных веществ в водах залива Анива: оценка с помощью математического моделирования / А.В. Леонов, В.М. Пищальник // Водные ресурсы. — 2005. Т. 32. №5. — С. 558—574.
- Леонов А.В. и др.** Характеристика развития микроводорослей в Охотском море в зимних условиях и моделирование изменений их годового хода в водах залива Анива / А.В. Леонов, Т.А. Могильникова, В.М. Пищальник, О.В. Зенкин, // Водные ресурсы. — 2006. Т. 34. №2. — С. 204—215.
- Мельников И.А.** Краткий исторический обзор криобиологических исследований в Северном Ледовитом океане // Биология центрального арктического бассейна. — М.: Наука, 1980 — С. 56—61.
- Мельников И.А. и др.** К экологии массовых скоплений колониальных диатомовых водорослей под арктическим дрейфующим льдом / И.А. Мельников, Л.Л. Бондарчук // Океанология. — 1987. Т. 27. Вып. 2. — С. 317—321.
- Мельников И.А.** Экосистема арктического морского льда. — М.: Изд-во АН СССР, 1989. — 191 с.
- Могильникова Т.А. и др.** Микроводоросли и гетеротрофные бактерии льда и подледной воды: условия их развития в прибрежных акваториях острова Сахалин / Т.А. Могильникова, А.В. Полтева, Е.М. Латковская, А.В. Леонов, С.А. Покрашенко, В.М. Пищальник // Сборник РЭА №1 «Экологические аспекты освоения нефтегазовых месторождений» — Владивосток: изд-во Дальнаука, 2009. — С. 129—145 (наст. сборник).
- Пищальник В.М. и др.** Моделирование природных процессов с помощью ГИС «Сахалинский шельф» / В.М. Пищальник, А.О. Бобков. — Южно-Сахалинск: изд-во СахГУ, 2008. — 118 с.
- Плотников В.В. и др.** Ледовые условия и методы их прогнозирования / В.В. Плотников, Л.П. Якунин // Проект «Моря». Гидрология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. — СПб.: Гидрометеиздат, 1998. — С. 291—340.
- Покрашенко С.А. и др.** Исследование дрейфа льда на шельфе о. Сахалин с помощью методов радиолокации / С.А. Покрашенко, П.А. Трусков, Л.П. Якунин // Труды ДВНИИ. — 1987. Вып. 37. — С. 49—52.
- Поломошнов А.М. и др.** Формирование стамух в условиях Северного Сахалина / А.М. Поломошнов, Л.П. Якунин // Труды ДВНИИ. — 1989. Вып. 39. — С. 154—158.

- Скоков Р.М.** Прочность льда в прибрежной зоне моря // Труды ДВНИИ. — 1986. Вып. 125. — С. 84—91.
- Усачев П.И.** Микрофлора полярных льдов // Тр. ИОАН СССР. — 1949. Т. 3. — С. 216—238.
- Фролов Ю.С.** Новые фундаментальные данные по морфометрии мирового океана // Вестн. ЛГУ. Сер. Геология и география. — 1971. №6. Вып. 1. — С. 85—90.
- Цуриков В.Л.** Жидкая фаза в морских льдах. — М.: Наука, 1976. — 210 с.
- Цуриков В.Л.** Механизмы заселения морского льда и возможности развития в нем микрофлоры // В кн.: Биология центрального арктического бассейна. — М.: Изд-во «Наука», 1980. — С. 119—132.
- Цхай Ж.Р. и др.** Сезонные вариации концентрации хлорофилла а за 2001—2004 гг. в проливе Лаперуза по спутниковым и судовым измерениям / Ж.Р. Цхай, Г.В. Шевченко, Л.Ю. Гаврина // Исследование Земли из космоса. — 2006. №3. — С. 15—30.
- Шунтов В.П.** Биология дальневосточных морей. — Владивосток: ТИНРО, 2001. Т. 1. — 579 с.
- Якунин Л.П.** Ледотермика прикромочной зоны дальневосточных морей // Труды ДВНИГМИ. — 1990. Вып. 40. — С. 61—64.
- Якунин Л.П.** Атлас границ распространения и крупных форм льда дальневосточных морей России / Л.П. Якунин. — Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1995. — 57 с.
- Якунин Л.П. и др.** Ледовая разведка на морях Дальнего востока / В кн: История ледовой авиационной разведки / Л.П. Якунин, В.Е. Бородачев, В.И. Шильников. — СПб.: Гидрометеиздат, 2002. — С. 281—308.
- Cleve P.T.** Diatoms collected during the expedition of the “Vega”, Vega-expedited // Vetensk. Iakttag. — 1883. No3. — P. 89—101.
- Cleve P.T. et al.** Beitrage zur Kenntniss der arctischen Diatomeen / P.T. Cleve, A.K. Grunow // Kgl. Svenska Vet. Akad. handl. — 1880. — 17 p.
- English T.S.** Some biological oceanographic observations in the Central North Polar Sea // Drifting Station Alpha, 1957—1958. — Arct. Inst. N. Amer. Sci. Rept. — 1961. No15.
- Horner R.A.** Arctic sea ice biota // In The Arctic seas. Climatology, Oceanography, Geology and Biology. Y. Herman (Ed.). — New York: Van Nostrand Reinhold, 1989. — P. 123—146.
- Sea ice information.** Data of Japan Meteorological Agency. — (http://homepage3.nifty.com/aurora4/seaice_index.html).
- Tambovsky V.S. et al.** Zoning of Okhotsk sea on ice conditions / V.S. Tambovsky, V.M. Pishchalnik // Proceedings of the 22nd International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. — Mombetsu, Hokkaido, Japan, 18—21 February 2007. — P. 158—161.
- Thomas, D.N. et al.** Antarctic sea ice— a habitat for Extremophiles / D.N. Thomas, G.S. Dieckmann // Science. — 2002. — Vol. 295. — № 25, January. — P. 641-644.
- WMO** Sea-Ice Nomenclature. — Geneva. — 1970. — WMO # 259. — TP. 145. — P. 1. — E-3—E-8.