

8. ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ

Каспийское море относится к морям с сезонным ледяным покровом и отличается большой пространственно-временной неоднородностью развития ледовых процессов. Разнообразие ледовых условий обусловлено его большой меридиональной протяженностью, а также различием климата в разных частях моря.

Значительное влияние ледяного покрова, образующегося у берегов и в открытых районах Каспия, на работу различных отраслей народного хозяйства, связанных с морем, диктует необходимость глубокого анализа ледовых условий. Приведенные в работе сведения о физико-механических свойствах льда являются основой для оценки возможных статистических и динамических нагрузок льда на морские гидротехнические сооружения.

Настоящая работа отличается от проведенных ранее исследований [60, 86, 113, 253, 270, 416] большим объемом использованных материалов и комплексностью изучения ледового режима Каспийского моря.

8.1. Основные этапы развития ледовых исследований на Каспийском море

В Северном Каспии ежегодно устанавливается мощный, устойчивый, труднопроходимый ледяной покров, отличающийся большой динамичностью. Он препятствует нормальному судоходству, способствует разрушению береговых гидротехнических сооружений, а при выносе его в Средний Каспий может наносить значительный ущерб нефтегазодобывающему хозяйству.

В прибрежных районах наиболее уязвимыми к воздействию льда оказываются мелкие суда рыболовецкого флота, осуществляющие осеннюю путину или подледный лов рыбы. В годы с ранним и резким похолоданием (во второй половине октября) при штилевой погоде на поверхности воды образуется тонкий прозрачный молодой лед — «резун» — толщиной 5—7 см. Под действием ветра поля «резуна» приходят в движение и как бритвой разрезают деревянные рыболовецкие суда и орудия лова (ноябрь 1941 г., октябрь 1949 г. и др.).

Не исключено отрицательное воздействие льда и в начале весенней путины. Оно отмечается в годы интенсивного проникновения холодного арктического воздуха на акваторию Каспия в марте, что приводит к резкому переохлаждению водных масс. «Весенний возврат холодов» сопровождается образованием тонкого льда, срезающего рыболовецкие сети и снасти.

На Волго-Каспийском канале при мощных подвижках и сжатиях льда разрушаются даже капитальные навигационные ограждения (зимы 1938-39, 1944-45, 1948-49 гг. и др.). Преждевременное снятие навигационных знаков на судоходных каналах приводит к частичному или полному прекращению навигации и влечет за собой большие убытки. Сле-

дует отметить, что в каналах и фарватерах аварии судов чаще происходят при поперечных ветрах. Суда, пробивающиеся через лед, «выжимаются» дрейфующими ледяными полями на бровку и подвергаются сильному напору льда, что приводит к серьезным авариям (декабрь 1940 г. — рыбницы, декабрь 1950 г. — теплоходы «Красный Каспий» и «Победа» и др.).

На Северном Каспии, где осуществляется тюлений промысел (в местах щенки и кормления детенышей), аварии зверобойных судов обуславливаются в основном динамикой льда — взломом припая и обширных ледяных полей с последующими процессами их сжатия, наслоения и торошения. Наиболее серьезные повреждения были в ноябре 1927 г. (дебаркадеры «Вера» и «Центросоюз» [320]), в феврале 1940 г. (парусные рыбницы), зимой 1941-42 г. (два рыбозавода), в феврале 1950 г. (несколько рыболовецких судов), в начале марта 1952 г. (срезаны и затоплены все зверобойные шхуны, зажат во льдах ледокол «Серго Орджоникидзе»).

В суровые и ледовитые зимы очень часты аварии судов на подходах к нефтегавани и торговому порту Махачкала. В такие годы при ветрах северной четверти из Северного Каспия выносятся тяжелый плавучий лед (преимущественно ледяные поля и крупнобитый лед разных размеров и толщины), дрейфующий вдоль западного побережья Среднего Каспия. С поворотом ветра к восточным румбам лед уплотняется и создает ледовые перемычки, трудно преодолеваемые судами. В отдельные зимы тяжелый лед полностью блокирует подходы к бухте и нефтегавани (январь 1950 г., март 1951 г., февраль 1954, 1969 и 1972 гг.).

Очень большой ущерб нефтяной промышленности Дагестана и Азербайджана наносит тяжелый плавучий лед, дрейфующий к югу от Махачкалы [130]. Недостатки конструкций, малая прочность эстакад и их оснований в районе морских нефтепромыслов Изберга и Апшерона проявились при воздействии плавучего льда на эти сооружения в экстремально холодные зимы 1949-50, 1953-54, 1968-69 и 1971-72 гг. [8, 76, 130].

В суровые для восточного побережья зимы осложняется ледовая обстановка в Баутинской бухте, в Красноводском заливе и в портпункте Аладжа (декабрь 1944 г., январь 1949 г., февраль 1969 г.). В результате прекращается поток сухогрузов, нефтепродуктов и сырой нефти в Туркменистан и Казахстан. Народному хозяйству наносятся миллионные убытки [130, 417].

Негативному воздействию льда подвергаются и прибрежные районы юго-западной части Каспия, когда мощные вторжения арктического воздуха достигают южной части моря. Так, в конце декабря 1924 г. произошло резкое понижение температуры воздуха в районе Кизил-Агачского залива до -10°C и до $-15... -18^{\circ}\text{C}$ в начале января 1925 г. Морозы сохранялись до конца января [275]. Резкое переохлаждение водных масс мелководного

залива сопровождалось интенсивным ледообразованием с последующим укреплением льда. Чрезвычайно неблагоприятная обстановка вызвала массовую гибель водоплавающих птиц, зимовавших в заповеднике. Погибло много рогатого скота [133].

Исследованию ледового режима Каспийского моря большое внимание уделялось уже со второй половины XIX—начала XX в. Всего на море и в дельте Волги действовало свыше 60 прибрежных пунктов ледовых наблюдений. В настоящее время действует 30 пунктов.

Наблюдения за состоянием льда с воздуха (ледовая авиаразведка) в открытой части Северного Каспия начаты с зимы 1927-28 г. Они производились эпизодически и попутно силами авиаотряда Каспрыбпрома в местах зверобойного и рыбного промыслов. Отсутствовавшие с 1931 по 1934 г. авиационные наблюдения за состоянием льда возобновились в 1935 г. В военные годы ледовая авиаразведка, выполнявшаяся по специальным заданиям с участием инженеров-гидрологов, отличалась большей детализацией и качеством. Ледовая авиаразведка в послевоенные годы осуществлялась в основном на самолетах Астраханской авиабазы силами специалистов АЗГМО. В экстремально холодные зимы (1953-54, 1968-69 и 1971-72 гг.) для освещения ледовой обстановки у западного побережья Среднего Каспия авиаразведка выполнялась специалистами УГМС Азербайджана из Баку и Махачкалы (табл. 8.1). К концу 70-х годов частота производства ледовых авиаразведок значительно сократилась по сравнению с военными и послевоенными годами.

С зимы 1978-79 г. в практику оперативной работы АЗГМО введен новый вид информации —

данные ИСЗ. Прием спутниковой информации, ее дешифровка и использование в работе производятся согласно методическим указаниям, составленным в АЗГМО П. И. Бухарициным [60].

Экспедиционные работы в 1920—1945 гг. проводились сравнительно редко. В ледовые сезоны с 1927-28 по 1929-30 г. в Северном Каспии у кромки припая в зоне плавучего льда курсировал спасательный крейсер «Егор Сазонов», выполнявший контрольно-спасательные функции. Практически одновременно (с зимы 1927-28 г.) начались профильные наблюдения за толщиной и характером льда.

В 1934 г. под руководством ВНИРО была организована конно-санная экспедиция, возглавляемая Н. Н. Горским. Экспедиционной группой, прошедшей через западную окраину Уральской бороздины, собран материал о состоянии льда по маршруту и взято 11 образцов льда для определения его химического состава [129].

Зимой 1938-39 г. Центроморпроект НКМФ создана ледовая экспедиция под руководством Б. А. Аполлова в целях оценки силы воздействия льда на навигационные ограждения Волго-Каспийского канала и проектируемые на канале сооружения. В программу экспедиции входило определение физико-механических свойств льда (пределов прочности льда при сжатии, изгибе и разрыве, его удельного веса и температуры), а также описание особенностей ледяного покрова по трем маршрутам [10].

Первая послевоенная комплексная экспедиция, созданная ГОИНОм по запросу Миннефтепрома, работала с 1949 по 1952 г., базируясь в Баку, Махачкале и на л/к «Серго Орджоникидзе». В программу экспедиций входило изучение гидрометео-

Таблица 8.1

Количество ледовых авиаразведок и данных ИСЗ в характерные периоды

Периоды наблюдений, годы (и зим)	X	XI	XII	I	II	III	IV	За ледо- вый сезон
Довоенный период								
С 1927-28 по 1929-30 г. (3)	0	1	5	3	5	5	0	19
С 1930-31 по 1933-34 г. (4)	0	0	0	0	0	0	0	0
С 1934-35 по 1939-40 г. (7)	0	5	14	19	32	32	1	103
1940-41 г. (1)	0	0	0	0	0	0	0	0
За весь довоенный период	0	6	19	22	37	37	1	122
Военный период								
С 1941-42 по 1944-45 г. (4)	0	34	39	41	46	31	19	219
Послевоенный период								
С 1945-46 по 1959-60 г. (15)	9	69	82	78	96	93	30	457
С 1960-61 по 1978-79 г. (19)	2	23	74	81	112	81	17	390
С 1979-80 по 1987-88 г. (9)	1	4	10	14	23	24	4	80
За весь послевоенный период	12	96	166	173	231	198	51	927
Максимум за месяц (год)	4	14	14	16	32	17	8	32
(1949)	(1942)	(1945)	(1949)	(1954)	(1954)	(1942)	(1954)	
Минимум за месяц (годы)	0	0	0	0	1	1	0	—
(31 зима)	(18 зима)	(8 зима)	(1938 зима)	(1957 зима)	(6 зима)	(31 зима)		
Общее количество ледовых авиаразведок	12	136	224	236	314	266	71	1259
Информация ИСЗ								
С 1979-80 по 1987-88 г. (9)	1	4	23	48	54	62	10	202

Экспедиционные наблюдения за физико-механическими свойствами льда Каспийского моря

Таблица 8.2

Ведомство, организация	Руководитель работ (источник)	Район исследований	Период работ	Элементы наблюдений (количество стаций)
ВНИРО, Каспийская экспедиция	Н. Н. Горский, В. С. Краснова	Северный Каспий	февраль 1934 г.	Соленость, химический состав (4)
Центроморпроект, Каспийская экспедиция	Б. А. Аполлов	Волго-Каспийский канал	декабрь 1938 — февраль 1939 г.	Плотность, прочность при сжатии и изгибе, температура льда
УГМС Азербайджана, ГОИН	Н. М. Мамай, В. Л. Цуриков, Л. Е. Веселова	Махачкала, порт Гурьевская бороздина	март 1951 г. январь—апрель 1952 г.	Плотность (6) Плотность, соленость, текстура, температура льда, прочность при сжатии и изгибе, динамическая и статическая твердость, химический состав (22)
Институт географии АН Азербайджана	Л. В. Лукьянова, Н. В. Черепанов	Северный Каспий, прикромочная зона	февраль 1960 г., январь—март 1961 г., февраль 1962 г.	Плотность, соленость, текстура льда, прочность при сжатии и изгибе (15)
Каспморпуть	Б. А. Мамедов	Махачкала, порт Апшерон, порт Красноводск, порт Баутино, бухта Аладжа, порт	февраль 1954 г., февраль 1969 г., февраль 1954 г., февраль 1958 г., декабрь 1959 г., февраль 1969 г., февраль 1969 г.	Плотность, соленость, прочность льда при сжатии, изгибе и растяжении, упругие свойства
Институт географии АН Азербайджана	К. К. Гюль, Н. А. Ганиев	Махачкала Апшеронский залив	январь—февраль 1969 г.	Соленость льда
ВНИРО, Каспийское отделение и МГУ	С. Г. Орадовский, В. Е. Филонов	Северный Каспий	февраль 1969 г.	Химический состав и соленость льда (5)
Северо-Кавказское УГМС	Ф. И. Валлер	Взморье Волги, Гурьевская бороздина	март 1971 г.	Температура, соленость, текстура льда, прочность при изгибе (5)
То же	То же	Северный Каспий	январь—март 1972 г.	Хлорность, температура льда, прочность при изгибе (39)
»	»	Северо-восточная часть моря	январь 1973 г.	Хлорность, температура льда, прочность при изгибе (12)
»	»	Северный Каспий	декабрь 1973 г., январь—февраль 1974 г.	Хлорность, температура льда, прочность при изгибе (31)
»	»	Приустьевое взморье Волги	январь—февраль 1976 г.	Текстура, хлорность, температура льда (25)
»	»	То же	февраль 1980 г.	Текстура, хлорность льда (3)

рологического и ледового режимов Северного Каспия и прибрежных нефтеносных акваторий у западного побережья Среднего Каспия. Одной из важных задач экспедиции явилось инструментальное определение прочности льда при сжатии и изгибе, определение динамической твердости льда, его солености и плотности в целях оценки возможных нагрузок на морские гидротехнические сооружения. Объем выполненных работ отражен в табл. 8.2.

Повторение угрозы морским нефтепромышленным объектам Дагестана и Азербайджана, имевшее место зимой 1953-54 гг., привлекло к исследованиям льда Каспия не только подразделения Гидрометслужбы, но и Институт географии АН Азербайджана, а также Отдел экспедиции Каспморпути (Каспийское пароходство).

Ледовые экспедиции, организованные по инициативе директора Института географии АН Азербайджана

К. К. Гюля, базировались на теплоходе «Брянск» (февраль 1960 г.) и э/с «Бакуви» (январь—март 1961 г. и февраль 1962 г.). Основная задача экспедиций, проводимых Л. В. Лукьяновой под методическим руководством ААНИИ, состояла в определении физических и механических свойств льда различной структуры, в оценке его плотности и солености и выявлении возможных нагрузок льда на гидротехнические сооружения. Объем выполненных работ указан в табл. 8.2.

В аномально холодные зимы (1953-54, 1958-59, 1968-69 гг.) экспедиционной группой Каспморпути под руководством Б. А. Мамедова исследовались физико-механические свойства льда в портах и портпунктах Баутино, Махачкала, Красноводск, Апшерон и Аладжа (табл. 8.2).

Зимой 1968-69 г. руководством УГМС Азербайджана создана экспедиция «Ледовый патруль» на гидрографическом судне «Гжатск». Она контро-

лировала состояние и дрейф плавающего льда в зоне его выноса в целях предупреждения угрозы, создаваемой нефтепромыслам Дагестана и Азербайджана.

В феврале 1969 г. в Северном Каспии по инициативе ВНИРО совместно с АЗГМО проводились экспедиционные работы в целях изучения биогенного и химического состава льда и подледной воды. Экспедиционная группа ВНИРО и МГУ, базировавшаяся на г/с ККФ, работала в зоне плавающего льда. Специалистами АЗГМО пробы льда и воды брались непосредственно с припая.

В феврале 1971 г. для изучения гидрохимического состава подледных вод и оценки их биопродуктивности была создана вторая экспедиция ВНИРО, высаженная на ледяное поле.

Астраханская зональная ГМО под руководством Ф. И. Валлера с 1969 по 1980 г. систематически проводила экспедиционные работы непосредственно на припая. Экспедиционная группа высаживалась на лед в координатах станций «вековых» разрезов и за их пределами.

Работами перечисленных выше экспедиций завершается цикл инструментальных определений физико-механических свойств и химического состава льда Каспия.

8.2. Особенности ледовых условий зимних навигаций на трассах и в портах Каспийского моря

Выбор ледовых трасс основан на трех критериях — кратчайшем пути плавания, достаточности глубин и особенности ледовой обстановки в суровые зимы. За начало трассы принимается место пересечения ее с кромкой льда в период макси-

мального развития ледяного покрова в наиболее суровые и ледовитые зимы. Согласно исследованиям [416], средняя протяженность пути во льдах при максимальном их распространении составляет для Астрахани 155 км, Астраханского рейда — 40 км, Гурьева — 200 км, Гурьевского рейда — 170 км, Баутино — 25 км, Махачкалы — 20 км, Аладжи — 20—25 км, Актау, Бекдаша и Красноводска — по 10 км, п/п Апшеронский — 5 км.

Особенности ледяного покрова на трассах зимних плаваний зависят от характера зимы и состояния льда, а также положения трассы определенной протяженности. Значительную роль при плавании в плавающем льду играет его сплошность, определяемая направлением и силой ветра. Изменения ее на трассах в типовые зимы весьма существенны (табл. 8.3). Сплошность плавающего льда на трассах Северного Каспия увеличивается с установлением ветров южной четверти, обуславливающих перемещение плавающего льда от прикромочной зоны к границе припая. Сплошность льда затрудняет плавание по трассам и работу рыболовецкого флота. Продолжительность ледового периода на важнейших судоходных трассах в типовые зимы приведена в табл. 8.4.

Трасса на морской части Волго-Каспийского канала в суровые зимы полностью покрыта припая с ноября по март. В умеренные зимы протяженность припая определяется гидрометеорологическими условиями, составляя 75—95 % общей протяженности трассы. Плавающий лед на трассе сплошностью 7—10 баллов наблюдается только в мягкие зимы. Продолжительность ледового периода на трассе — от 50 сут в мягкие зимы до 100 сут в суровые.

Трасса Астраханский рейд — траверс о. Чечень характеризуется несколько меньшей продолжитель-

Таблица 8.3

Преобладающая сплошность плавающего льда (баллов) на трассах Каспийского моря в типовые зимы, по [416]

Трасса	Зима	XII	I	II	III
Волго-Каспийский канал (морская часть)	Суровая	7—8	7—8	7—9	7—10
	Умеренная	1—3	1—3	2—4	7—8
	Мягкая	1—3	—	—	—
Астраханский рейд — Гурьевский рейд	Суровая	9—10	9—10	9—10	7—8
	Умеренная	9—10	9—10	9—10	7—8
	Мягкая	1—3	4—6	9—10	4—6
Астраханский рейд — Баутино	Суровая	1—3	9—10	9—10	9—10
	Умеренная	—	9—10	9—10	9—10
	Мягкая	—	9—10	7—8	—
Астраханский рейд — о. Чечень	Суровая	4—6	9—10	9—10	9—10
	Умеренная	4—6	9—10	9—10	7—8
	Мягкая	—	7—10	7—8	—
о. Чечень — Махачкала	Суровая	—	9—10	10	9—10
	Умеренная	—	нс	7—8	7—8
	Мягкая	—	нс	нс	нс
На подходах к порту Баутино	Суровая	—	припай	припай	5—7
	Умеренная	—	10	6—7	5—6
	Мягкая	—	—	—	—
На подходах к порту Аладжа	Суровая	—	5—10	10	—
	Умеренная	—	2	—	—
	Мягкая	—	—	—	—
На подходах к порту Бекдаш	Суровая	—	4—8	9—10	—
	Умеренная	—	3—4	4	—
	Мягкая	—	—	—	—

ностью ледового периода. До середины января (а в суровые зимы до конца марта) трасса покрыта припаем. Со взломом припая в конце марта на трассе преобладает сплоченный лед. Трасса освобождается ото льда в умеренные и суровые зимы к середине апреля. Продолжительность ледового периода на трассе — от 40 до 100 дней.

Трасса Астраханский рейд — Гурьевский рейд в суровые зимы с конца декабря до конца марта полностью покрыта припаем (в ноябре — на 30—50 %). Ледяной покров на трассе разрушается медленно. В первой декаде апреля лишь 50 % трассы покрыто плавучим льдом сплоченностью 7—9 баллов.

В умеренные зимы в ноябре $\frac{2}{3}$ трассы покрыто льдом первичных форм. В декабре — январе преобладает серый и серо-белый лед. К концу января южная кромка припая проходит в 130—150 км от Гурьевского рейда. Южнее — трасса на протяжении 30—50 км проходит через плавучий лед. В конце февраля припай толщиной до 45 см разрушается и протяженность трассы в припаях уменьшается. К началу апреля от Гурьевского рейда 20 миль трассы проходит через припай и около 60 миль — через плавучий лед. В мягкие зимы $\frac{1}{3}$ трассы проходит через припай, на остальной ее части преобладает плавучий лед.

Трасса Астраханский рейд — Баутино. В суровые зимы в феврале припай покрывает почти всю трассу, расположенную в зоне повышенной динамичности плавучего льда. С установлением восточных и юго-восточных ветров происходит разрушение припая, усиливается дрейф плавучего льда, увеличивается его сплоченность и интенсивность сжатия. Количество льда на трассе начинает уменьшаться в марте. В апреле трасса полностью очищается ото льда.

При плавании по трассе в суровые зимы участок от Астраханского рейда до кромки, согласно [416], следует проходить южнее рекомендованной лодией пути для уменьшения его протяженности во льдах. Пройденный путь по трассе увеличивается при этом на 50 миль.

Трасса Баутино — Гурьевский рейд в суровые зимы почти вся покрыта припаем с конца ноября до конца марта. Толщина припая 50 см и более, на поверхности его преобладают гряды торосов. Вдоль кромки припая узкой полосой располагается плавучий лед толщиной 20—30 см, сплоченностью 6—9 баллов. В мягкие зимы трасса в южной части на $\frac{1}{3}$ покрывается плавучим льдом.

Трасса Астраханский рейд — Махачкала в северной части моря совпадает с трассой от Волго-Каспийского канала до траверза о. Чечень. На участке от о. Чечень до Махачкалы в ноябре — декабре припай образуется редко и не представляет препятствия судоходству. В умеренные зимы в январе — феврале помимо местного льда вдоль побережья Астраханского полуострова появляется плавучий лед, дрейфующий с севера, достигающий устья р. Сулака. В суровые зимы на участке о. Чечень — Махачкала создается сложная ледовая обстановка, обусловленная выносом плавучего льда из Северного Каспия в район Махачкалы. Вдоль Астраханского полуострова образуется припай шириной 6—10 миль, за которым располагается полоса плавучего льда, дрейфующего с севера. При

Таблица 8.4

Продолжительность ледового периода (сут)
на судоходных трассах Каспийского моря

Трасса	Протяженность трассы, миль	Зима		
		суровая	умеренная	мягкая
Астрахань, море	70	100	95	60
Волго-Каспийский канал	72	100	95	50
(морская часть)				
Астраханский рейд — о. Чечень	30	100	80	40
Астраханский рейд — Гурьевский рейд	197	120	100	90
Астраханский рейд — Баутино	103	85	80	50
Гурьевский рейд — Баутино	159	100	90	75
Астрахань (Астраханский рейд) — Махачкала	230	95	45	—

юго-восточных ветрах плавучий лед прижимается к припаю или забивает Махачкалинскую бухту и подходы к ней. Сложная ледовая обстановка сохраняется до середины апреля. К концу апреля трасса освобождается ото льда.

При плавании по этой трассе в суровые зимы, при наличии полосы плавучего льда вдоль побережья от о. Чечень до Дербента и южнее, судам необходимо следовать восточнее рекомендованной лодией трассы [416].

В мягкие зимы плавание по трассе южнее о. Чечень осуществляется по чистой воде.

Трассы плавания в Среднем Каспии (южнее Махачкалы) и в южной части моря проходят в районах, преимущественно свободных ото льда. Встреча со льдом возможна лишь на подходах к портам и портпунктам. Поэтому плавание в этих районах моря следует осуществлять по рекомендованным лодией трассам [416].

Существенное значение в процессе работы флота имеет ледовая обстановка в основных портах и портпунктах Каспия.

Порт Астрахань занимает акваторию (от с. Карантинное до пос. Красные Баррикады) протяженностью 17 миль. Средняя продолжительность периода с отрицательными температурами воздуха изменяется от 85 дней в мягкие зимы до 125 дней — в суровые. В умеренные предзимья (октябрь — декабрь) первый в сезоне лед образуется в среднем 8 декабря. Устойчивый лед устанавливается на 10—30 дней позже (табл. 8.5). Максимальная за зиму толщина льда, отмечаемая в середине февраля, изменяется от 20—30 см в теплые зимы до 40—50 см в суровые.

Начало разрушения льда отмечается в конце февраля в мягкие зимы и в середине марта в суровые.

Очищение ото льда акватории порта происходит во второй декаде марта после умеренных зим и во второй декаде апреля после суровых.

Астраханский рейд расположен в 40 милях к югу от дельты Волги и в 110 милях от Астрахани. Сроки начала ледообразования изменяются от 27 ноября в суровые предзимья до января — в мягкие. Припай устанавливается через 10—

20 дней, максимальная толщина его в феврале достигает 40—50 см. Сроки взлома припая изменяются от первой декады февраля в теплые зимы до первой декады марта в суровые. Полное очищение ото льда протекает с середины марта до середины апреля. Продолжительность ледового периода в отдельные зимы изменяется от 18 до 136 сут.

Порт Гурьев характеризуется наиболее суровыми для Каспия зимами. Первый в сезоне лед на акватории порта образуется 18 ноября в умеренные предзимья и в середине декабря — в теплые. Устойчивый ледяной покров устанавливается через 10—20 сут после начала ледообразования. Максимальная за зиму толщина льда, характерная для третьей декады февраля, достигает 95—100 см в суровые зимы, 50—60 — в умеренные и 20—50 — в мягкие. Начало разрушения ледяного покрова и взлом припая отмечаются в марте. Окончательное очищение акватории порта ото льда происходит в конце марта после мягких зим и в конце апреля — после суровых.

Гурьевский рейд располагается к юго-западу от дельты р. Урала в 30 милях от порта Гурьев, близ о. Большой Пешной. Начало ледообразования на рейде наступает примерно на неделю раньше, чем в Гурьевском порту. Устойчивый ледяной покров формируется через 7—8 дней в суровые зимы и 20—25 — в мягкие. Толщина льда в такие зимы составляет соответственно 65—70 и 30—35 см. Начало разрушения льда приходится на третью декаду февраля в теплые зимы и на вторую декаду марта в холодные. Взлом припая происходит в третьей декаде марта в мягкие зимы и в первой декаде апреля — в суровые. Окончательное очищение акватории рейда ото льда осуществляется в различные по суровости зимы в интервале с третьей декады марта по вторую декаду апреля. Продолжительность ледового сезона достигает около 145 дней в суровые зимы и 115 — в мягкие.

Порт Баутино находится в вершине Тюб-Караганского залива. Ледообразование в порту начинается в среднем 27 декабря. В аномальные по термическим условиям годы сроки ледообразования сдвигаются на третью декаду февраля в теплые предзимья (1983 г.) и на третью декаду ноября — в аномально холодные (1951 г.). Установление припая происходит в интервале с начала декабря (1950, 1953 гг.) до начала февраля (1976 г.). В аномально теплые предзимья припай в порту не образуется.

При устойчивых северо-восточных ветрах на акваторию Баутинской бухты может поступать плавучий лед из Мангышлакского залива толщиной до 60—80 см. Толщина «местного» льда в порту в экстремально холодные зимы превышает 75—80 см. Разрушение припая начинается во второй декаде февраля после мягких зим (1967 г.) и во второй декаде марта после суровых (1942 г.). Полное очищение ото льда в различные по суровости зимы отмечается во временном интервале с начала января (1944 г.) до начала апреля (1942 г.).

Порт Актау расположен в 27 милях к северу от м. Песчаного. Первый в сезоне местный лед появляется через 2—4 дня после установления отрицательных температур и носит неустойчивый ха-

рактер. Сроки начала ледообразования отмечаются с конца ноября (1962 г.) до начала февраля (1976 г.). Припай, образующийся в январе — феврале, лишь в суровые зимы при резком понижении температуры воздуха сохраняется от 2 до 7 дней. В теплые зимы ледообразование в порту не наблюдается (вероятность его 79%). Очищение ото льда происходит одновременно с установлением положительных температур воздуха — с конца января в мягкие зимы до первой декады марта в суровые.

Порт Махачкала расположен на западном побережье Среднего Каспия примерно в 40 км к югу от устья р. Сулак. Он представляет искусственную гавань, образованную каменными молами. Вероятность образования в порту местного льда — 74%. Первый за зиму лед появляется в конце ноября в суровые зимы (1953 г.), в конце февраля — в мягкие (1944 г.). Устойчивый лед в бухте устанавливается лишь в суровые и умеренные зимы в диапазоне от третьей декады декабря до середины февраля. В суровые и умеренные зимы в район порта распространяется с севера тяжелый плавучий лед и на подходах к порту и в порту создаются тяжелые ледовые условия, препятствующие нормальной работе флота или временно прекращающие навигацию. При мощных выносах плавучего льда из Северного Каспия и последующем установлении восточных и юго-восточных ветров на подходах к порту и нефтегавани создаются труднопреодолеваемые судами перемычки сплошного набивного льда толщиной до трех метров (зимы 1953-54, 1968-69, 1971-72 гг.).

Очищение акватории порта ото льда происходит в среднем к концу февраля. В суровые ледовитые зимы плавучий лед сохраняется до конца второй декады апреля (1954 г.).

Портпункт Апшеронский расположен севернее дамбы, соединяющей Апшеронский полуостров с о. Артема. Образование устойчивого льда на акватории портпункта не наблюдается. В экстремально холодные зимы на его акватории появляется плавучий лед, выносимый из более северных районов западного побережья. При сжатиях плавучий лед смерзается и зона «сморози» оказывается труднопроходимой для судов любого класса (зимы 1928-29, 1953-54, 1971-72 гг.). С установлением юго-восточных ветров плавучий лед выносятся в открытое море и акватория портпункта очищается.

Порт Бекдаш расположен на восточном побережье Среднего Каспия, севернее входа в зал. Кара-Богаз-Гол. Бухта значительно врезана в берег и отделена от моря островами и грядами. Лед на акватории порта образуется не ежегодно (вероятность его $P = 59\%$). Первое появление льда приходится на вторую декаду декабря — середину февраля. Ледяной покров местного происхождения в виде заберегов от 5 до 60 м сохраняется от 5 до 60 дней. Акватория порта очищается ото льда в начале февраля. Лед местного происхождения не представляет препятствия судоходству.

Порт Красноводск расположен в бух. Муравьева в Красноводском заливе. Ледообразование в бухте начинается через 1—2 дня после устойчивого перехода температуры воздуха к отрицательным значениям, чаще в первой декаде января.

В суровые зимы лед может сохраняться в порту до двух месяцев. Припай, образующийся в такие зимы (1968-69, 1971-72 гг.) во второй половине января, наблюдается в течение месяца. В различные по суровости зимы бухта очищается ото льда в конце января (умеренные зимы) — в середине марта (в суровые зимы, 1954 г.).

Порт Аладжа расположен у западного берега Туркменского залива. Акватория порта редко покрывается льдом. Вероятность его образования 15%. Ледяной покров неустойчив, преобладает неподвижный лед толщиной до 20—25 см. В экстремально холодные зимы ледяной покров в порту сохраняется около двух месяцев.

Таким образом, характер ледовых условий на Каспии определяется термическими и динамическими факторами, зависящими от особенностей атмосферных процессов, развивающихся над его акваторией. В начале формирования ледяного покрова решающими являются термические факторы, обуславливающие процесс развития ледяного покрова и рост его толщины на акватории моря. Во второй половине ледового сезона существенные поправки в ледовые условия моря вносят динамические факторы (ветер, волнение, изменение уровня). Они обуславливают взлом припая, подвижки, наложения и торосообразование в одних районах и разрежение льда — в других, т. е. способствует перераспределению льда на акватории моря.

Степень неустойчивости ледяного покрова, выражаемая коэффициентом динамичности льда, т. е. отношением площади плавучего льда к общей площади льда, достигает максимума в периоды становления льда и его разрушения. Качественные изменения ледяного покрова в течение зимы прослеживаются по вариациям площадей и объемов припая, а также плавучего льда различных возрастных видов (изменения по толщине) и форм (неоднородность размеров льдин). В течение зимы наблюдается переход от ниласового льда (максимум 100% — в октябре) и серого (максимум 40% — в декабре) к серо-белому и белому льду (частоты от 42,8% в январе до 66,7% — в марте).

Границы устойчивого припая проходят примерно по 2-метровой изобате. Областью интенсивных динамических деформаций ледяного покрова является Уральская бороздина, на акватории которой формируется слоистый лед толщиной до 1,5—2 м.

Общая площадь льда, площадь припая и их объем изменяются во времени с максимумом значений в феврале. Интенсивность приращения площадей и объемов льда в предзимья и уменьшения их в конце зимы определяются гидрометеорологическими условиями (термическими и динамическими факторами).

При типизации степени ледовитости моря (по максимальным за зиму значениям площадей и объемов льда) выделено пять типовых сезонов для общепринятой и девять — для детальной типизации (средняя ледовитость, относительно малая и большая, малая и большая, аномально малая и большая, экстремально малая и большая).

В экстремально холодные и ледовитые зимы площадь льда превышает 90 тыс. км², площадь припая — 75 тыс. км², а объем льда — более 40—

50 км³. В экстремально теплые зимы значения площадей и объемов в 2—2,5 раза меньше указанных. Доля припая в общем объеме льда при максимальном развитии ледовых процессов превышает 90% в ледовитые зимы и менее 50—70% — в теплые малоледовитые зимы. Периодичность зим с большой ледовитостью составляет 2—3 года. Вероятность зим с экстремально большой ледовитостью — около 8%.

В экстремально ледовитые зимы (при соответствующих гидрометеорологических условиях) осуществляется вынос плавучего льда из Северного Каспия в Средний. В результате к западному побережью Среднего Каспия поступает от 2 до 6 км³ льда, площадь распространения которого достигает 5000—1200 км².

8.3. Методика исследований

Ледовые условия Каспийского моря характеризуются большой сложностью и изменчивостью. Это затрудняет их исследование и приводит к необходимости отыскания надежных критериев для оценки суровости зим и ледовитости моря, показателей для всех физико-географических районов моря в целом.

В качестве основных гидрометеорологических показателей холодного полугодия в настоящей работе рассматривается тепловое состояние воздушных масс и подстилающей водной поверхности за весь период образования, развития и разрушения ледяного покрова.

Ледовый период охватывает три естественно-синоптических сезона: осень, чаще именуемую предзимьем, с октября по декабрь; зиму — с января по март и весну — с конца марта по май [200]. Каждый сезон характеризуется определенным типом атмосферных процессов у поверхности земли и в тропосфере и своеобразием развития ледовых явлений.

Наряду с адвекцией тепла и холода ветер играет решающую роль в динамике ледяного покрова. Под действием ветра происходят взлом припая, процессы сжатия, торошения и дрейфа плавучего льда. Все это приводит к перераспределению льда на акватории моря и к резкому изменению ледовой обстановки. Характер переноса воздушных масс над морем и влияние моря на их трансформацию отражены в работах А. А. Мадатадзе [257, 259] и С. Д. Кошинского [230].

Ледовитость Северного Каспия (где лед образуется ежегодно, а положение кромки льда контролируется данными ледовой авиаразведки и материалами ИСЗ) характеризуется границами распространения льда, его площадью (S_i), объемом ($V_i = S_i H_i$) и мощностью $M_i = \rho_i V_i = \rho_i S_i H_i$.

Вертикальные размеры льда (в зоне его формирования и роста под влиянием теплообмена) определяются по формуле $H_i = f(\sum (-T))$. В открытых районах Северного Каспия ледяной покров под действием ветра подвергается динамическим деформациям (взлом, подвижки, торошение, образование надвигов и подсовов). В результате формируется более мощный слоистый лед, достигающий толщины 100—150 см и более. Оценка мощности такого льда определяется косвенным

способом [61]. Следует отметить, что без учета толщины ровного и деформированного (наслоенного) льда сведения о ледовитости, выраженные объемом льда, можно считать несколько заниженными по сравнению с реальными значениями. Это ограничивает возможности получения надежных зависимостей ледовитости (S_i , V_i , M_i) от определяющих ее гидрометеорологических факторов.

В средней части моря, где ледяной покров образуется в бухтах, заливах и в слабо изрезанной прибрежной зоне, аномальные ледовые условия в отдельные зимы оцениваются продолжительностью ледового периода и числом дней со льдом.

В отличие от предшествующих обобщений [60, 66, 77, 210], в настоящей работе ледяной покров рассматривается как объект, подвергаемый воздействию внешних сил, деформация которого зависит от особенностей структуры льда, наличия в ней дефектов и от изменчивости самой структуры под влиянием внешних сил [305, 437]. Поэтому значительное внимание уделяется описанию текстуры льда, отражающей внешние признаки его структуры, и анализу материалов экспедиционных наблюдений за механическими свойствами льда (прочностью при сжатии, изгибе и растяжении).

Введение нового раздела «Температура льда» связано с необходимостью изучения термических деформаций ледяного покрова («термический метаморфизм» и др.) при резких изменениях температуры внешней среды и образования на его нижней границе новых структурных видов [436, 437]. Сделана попытка увязать механические свойства льда с особенностями его структуры и теплового состояния. Данные о временных сопротивлениях льда при сжатии и изгибе, полученные экспериментальным путем в натурных условиях, уточнялись в соответствии с методическими указаниями и рекомендациями ААНИИ [46, 271].

В работе произведены систематизация, обобщение и последующий анализ материалов гидрометеорологических и ледовых наблюдений с 1924 по 1985 г.

Оценка суровости предзимий (октябрь—декабрь), зим (январь—март) и холодного полугодия в целом (октябрь—март) была сделана по трем показателям:

1) критерию аномальности (K'), выраженному отношением аномалий сезонных температур воздуха (A_T) к их среднеквадратическому отклонению (σ_t):

$$K' = \frac{1}{N} \left(\frac{A_T}{\sigma_t} \right)^2. \quad (8.1)$$

Расчеты велись для шести физико-географических районов моря: северо-западному (по 5 ГМС), северо-восточному (по 5 ГМС), западному и восточному побережьям Среднего Каспия (по 4 и 5 ГМС соответственно) и южной части моря (по 3 и 5 ГМС);

2) сумме градусо-дней мороза $\sum (-\bar{T})$, подсчитанной по среднесуточным температурам воздуха для тех же ГМС и осредненной по шести физико-географическим районам за предзимье $\sum_{X=1}^{X_{II}} (-\bar{T})$,

зиме $\sum_{I=1}^{III} (-\bar{T})$ и холодное полугодие в целом $\sum_{X=1}^{III} (-\bar{T})$;

3) направлению α° и интенсивности (v_a) переноса воздушных масс, рассмотренным по семи репрезентативным ГМС (Астрахань, Форт-Шевченко, Махачкала, Остров Артема, Бекдаш, Астара и Огурчинский остров). Характеристики переноса $v_{C-Y}(x)$, $v_{B-Z}(y)$ выражались проекциями сумм скоростей ветра на меридиан (С—Ю) и параллель (В—З):

$$v_{C-Y}(x) = v_a \cos \alpha; \quad v_{B-Z}(y) = v_a \sin \alpha. \quad (8.2)$$

Направление результирующего переноса оценивалось углом α по формуле

$$\operatorname{tg} \alpha = \sin \alpha / \cos \alpha = \sum v_{C-Y}(x) / \sum v_{B-Z}(y). \quad (8.3)$$

Знак «+» соответствует направлениям с С на Ю и с В на З; знак «—» — направлениям с Ю на С и с З на В.

Средняя скорость результирующего переноса (v_a) рассчитывалась по сумме проекций однонаправленных векторов по формуле

$$v_a = \frac{|a|}{N} = \frac{1}{N} \left(\sum v_{C-Y}(x)^2 + \sum v_{B-Z}(y)^2 \right). \quad (8.4)$$

Ледовитость Северного Каспия выражалась общей площадью (S_i) и объемом льда (V_i). Площадь льда определялась в АЗГМО по данным ледовой авиаразведки за 1950—1985 гг. путем планиметрирования районов моря, покрытых припаем ($S_{\text{при}}$), а также зон плавучего льда различной сплоченности (Γ) и возрастных видов.

Общая площадь льда находилась по формуле

$$S_{\text{общ}} = \sum S_{\text{при}} + \sum (S_{\text{пл}} \cdot 0,1\Gamma). \quad (8.5)$$

Определение объема льда ($V_i = S_i H_i$) за 1961—1985 гг. производилось с учетом толщины ровного припая (H_i) по данным наблюдений ГМС и вертикальных размеров плавучего льда согласно графикам, принятым в [292]. Оценка толщины бедого ровного льда в открытом море корректировалась по наблюдениям на ГМС или согласно графикам связи $H_i = f(\sum (-T))$, приведенным в Атласе льдов [23].

При расчетах мощности льда $M_i = \rho_i V_i$ по его объему была принята средняя плотность $\rho_i = 90 \text{ кг/м}^3$, при значениях плотности льда в Северном Каспии $\rho_i = 88 \dots 92 \text{ кг/м}^3$.

Для района западного побережья Среднего Каспия площадь и объем плавучего льда, выносимого из северной части моря, определялись путем поквadratного вычисления их значений. Площадь квадратов размером $10 \times 10'$ находилась по графику зависимости $M_i = f(\varphi^\circ)$, построенному для $\varphi = 42 \dots 47^\circ$ с.ш. на основе Океанографических таблиц [292]. Для каждого квадрата определялась площадь покрытия (относительная площадь $OS_i = 0,1; 0,2; \dots; 1,0$) и сплоченность льда, на которую вводился коэффициент (0,1 Γ). Истинная площадь плавучего льда вычислялась для каждого квадрата (i) согласно выражению $S_i = OS_i \times 0,1 \Gamma$, а объем льда в нем с учетом толщины — по произведению $V_i = S_i H_i = OS_i \cdot 0,1 \Gamma H_i$. Об-

щие площадь и объем выносимого льда, слагаемые из их значений в n отдельных квадратах, определялись по формулам

$$S_{\text{общ}} = \sum_{i=1}^n OS_n \cdot 0,1 \Gamma_n M_n; \quad (8.6)$$

$$V_{\text{общ}} = \sum_{i=1}^n OS_n \cdot 0,1 \Gamma_n M_n H_{in}. \quad (8.7)$$

Достаточно точный, но чрезвычайно кропотливый метод поквadratного определения площадей и объемов льда апробирован только для трех экстремально холодных зим 1953-54, 1959-60, 1968-69 гг.

Выводу аналитических зависимостей ледовитости Северного Каспия (S_i , V_i) от обуславливающих ее факторов предшествовал подбор наиболее репрезентативных аргументов. Он выполнен по программе многофакторного взаимокорреляционного анализа, разработанной Ц. З. Басилашвили [29]. В результате пошагового просеивания исходных рядов 20 лет (годы определения объемов льда), 30 лет (ряды оценки площадей льда) и 56 лет (исходные ряды гидрометеорологической информации) выделено 17 аргументов, представленных основными показателями: $\sum(-T)$; $K' = AT/\sigma_t$ и проекциями ветра на меридиан (v_m) и параллель (v_n) по ряду ГМС.

В качестве предиктантов рассматривались общая площадь ледяного покрова (S_i^{X-XII} , S_i^{I-III} , S_i^{X-III}) и объем льда (V_i^{X-XII} , V_i^{I-III} , V_i^{X-III}).

Разработанная Ц. З. Басилашвили программа определения многофакторных зависимостей [29, 30] позволила (после выделения ложных и дублирующих аргументов) рассчитать линейные и нелинейные зависимости ледовитости моря от основных режимобразующих факторов. Для расчета площадей (S_i) и объемов льда (V_i) длина исходных рядов составила соответственно 30 и 20 лет.

Особенности дрейфа плавучего льда в зоне его формирования (Северный Каспий) и выноса к югу (западное побережье Среднего Каспия) отражались не только на розах дрейфа, но и на характере эллипсоидов рассеивания векторов дрейфа.

Расчет режимных характеристик дрейфа и его максимальных скоростей выполнен в соответствии с методическими указаниями и рекомендациями ААНИИ [127, 132]. В процессе расчета вектора дрейфа рассматривались как случайные величины w_s , подчиненные нормальному (круговому) или эллиптическому закону распределения. Они определялись рядом параметров:

— средним модулем случайных факторов

$$w_s = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n w_{si}; \quad (8.8)$$

— среднеквадратическим отклонением σ_s ;

— составляющими проекциями векторов дрейфа на оси OX и OY

$$w_x = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n w_{si} \sin \alpha_i;$$

$$w_y = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n w_{si} \cos \alpha_i$$

и их среднеквадратическими отклонениями σ_x и σ_y .

Основными показателями рассеивания векторов дрейфа согласно [127, 132] приняты:

— модуль среднего результирующего вектора дрейфа

$$w_r = \sqrt{w_x^2 + w_y^2}; \quad (8.10)$$

— направление модуля w_r

$$\text{tg } \theta_r = w_x/w_y; \quad (8.11)$$

— среднеквадратическое отклонение векторов

$$\sigma_x^2 = \left(\sum_{i=1}^n w_{xi}^2 \right) / n - w_x^2;$$

$$\sigma_y^2 = \left(\sum_{i=1}^n w_{yi}^2 \right) / n - w_y^2; \quad (8.12)$$

— коэффициент корреляции (r_{xy}) связи между составляющими дрейфа w_x и w_y

$$r_{xy} = \frac{1}{\sigma_x \sigma_y} \left(\frac{\sum w_{xi} w_{yi}}{n} - w_x w_y \right); \quad (8.13)$$

— параметр эллиптического рассеивания

$$L = 2\sigma_x \sigma_y \sqrt{1 - r_{xy}^2 / (\sigma_x^2 + \sigma_y^2)}; \quad (8.14)$$

— степень эллиптичности рассеивания векторов дрейфа

$$l = \sqrt{1 - L^2}; \quad (8.15)$$

— направление большой оси эллипса рассеивания (β) векторов дрейфа, вычисляемое по формуле

$$\text{tg } (2\beta) = 2\sigma_x \sigma_y r / (\sigma_x^2 - \sigma_y^2); \quad (8.16)$$

— параметр (q, λ) климатической устойчивости дрейфа:

$$q = w_r / w_s; \quad (8.17)$$

$$\lambda = w_r / \sigma; \quad (8.18)$$

Оси координат совпадают с касательными на параллель (OX) и меридиан (OY). Углы направления векторов отсчитываются по часовой стрелке от положительного направления оси OY (или от местного меридиана).

Повторяемость направлений дрейфа по румбам (Π_k) и средняя скорость в каждом румбе (w_k) вычислялись с помощью номограмм, приведенных в [132], по входным параметрам:

$$\lambda = w_r / \sigma; \quad Q_k = Q_r + (k - 1) \cdot 45. \quad (8.19)$$

Здесь Q_k — направление среднего результирующего вектора относительно биссектрисы каждого k -го румба (С-1, СЗ-2, З-3, ЮЗ-4, Ю-5, ЮВ-6, В-7, СВ-8).

При выводе закона рассеивания векторов дрейфа для районов с различными гидрометеорологическими условиями направление осей OX и OY принято в виде касательных к меридиану OY и параллели OX .

Для оценки максимальных скоростей дрейфа льда ($w_{\text{макс}}$) строились эллипсоиды рассеивания с полуосями σ_x и σ_y :

$$\sigma_x = \sqrt{\sigma_x^2 \sin^2 \beta + r \sigma_x \sigma_y \sin (2\beta) + \sigma_y^2 \cos^2 \beta};$$

$$\sigma_y = \sqrt{\sigma_x^2 \cos^2 \beta + r \sigma_x \sigma_y \sin (2\beta) + \sigma_y^2 \sin^2 \beta}. \quad (8.20)$$

Расчеты элементов (показателей) эллипсоидов рассеивания дрейфа льда по восьми пунктам (и ГМС) велись на ЭВМ АЗГУ по программе, составленной на языке ФОРТРАН А. А. Набиевым, контрольные расчеты делались в БО ЗакНИГМИ Л. Е. Васеловой.

Отдельные режимные характеристики льда (взлом, подвижки, сжатия, торошения) составлены по наблюдениям за дрейфом льда, прекращенным практически на всех ГМС Каспия в 1972 г.

Для описания процессов перераспределения зон припая и плавучего льда использованы информация ИСЗ, данные ледовой авиаразведки, различные справочные пособия [23, 164, 296, 385, 386] и литературные обобщения [23, 60, 66, 77, 210, 416].

Характеристика ледовых условий при осуществлении зимней навигации по основным судоходным трассам, в портах и портпунктах Каспийского моря дана для трех типовых зим — теплой, холодной и умеренной.

Методы исследования физико-механических свойств льда, выполненные подразделениями ГУГМС и другими ведомствами, следующие.

Текстура льда. Первые визуальные описания текстуры льда сделаны в ледовой экспедиции ГОИНа в январе—марте 1952 г. Описание ее делалось по характерным слоям плоскости распила льдины. Отмечались оптические характеристики льда (прозрачный, полупрозрачный, матовый), наличие сферических включений (пузырьков воздуха, ячеек и полостей), заполнение рассолом (много, мало), их размеры и ориентация. Фиксировалось присутствие посторонних включений во льду.

Подобные визуальные наблюдения текстуры льда экспериментальных кернов производились при экспедиционных работах АЗГМО в 1971—1980 гг. Количество включений оценивалось по 3-балльной шкале.

Во время экспедиции Института географии АН Азербайджана в феврале 1961 г. сотрудником ААНИИ Н. В. Черепановым произведены наблюдения структуры и текстуры «шлифов» льда с помощью специальной фотоустановки [252, 436]. Определялись оптическая ориентация кристаллов, формы межкристаллических прослоек и воздушных включений. Давалась общая оценка льда по комплексу его текстуры (монолитный, слоистый, конгломерат). Во время других экспедиций делалось лишь визуальное описание текстуры льда.

Определение физико-механических свойств льда в экспедициях, руководимых Б. А. Аполловым [10], Б. А. Мамедовым [265] и Н. А. Ганиевым делалось без учета его текстуры.

Плотность льда. Методика определения плотности льда (ρ_l) в районе Волго-Каспийского канала Б. А. Аполловым [10], а также в портах и портпунктах Б. А. Мамедовым [226] не изложена. Можно предположить, что измерения ρ_l производились с помощью плотномера Шулейкина. Данные о плотности льдов экспедицией ГОИНа в январе—марте 1952 г. и ИГ АН Азербайджана в 1961 г. получены по результатам измерения ρ_l методом гидростатического взвешивания, изложенным в статье [89].

Температура льда. Наблюдения за температурой льда в районе Волго-Каспийского канала зимой 1938-39 гг. велись на трех участках с помощью

термопар на горизонтах 5, 15 и 25 см в 7, 13 и 19 ч.

Экспедицией ГОИНа с 5 по 20 марта 1952 г. измерялась температура на поверхности льда под снегом (толщиной 5—10 см) и на горизонтах 14 и 20 см с помощью савиновских термометров, вмонтированных в лед.

При экспедиционных работах АЗГМО измерения температуры льда выполнялись с помощью ртутного термометра в момент изъятия керна из ледяного покрова. С 26 по 23 марта 1972 г. в районе о. Искусственного осуществлялись одно- и двухсрочные измерения температуры льда савиновскими термометрами, вмонтированными в лед.

Прочность льда при сжатии ($\sigma_{сж}$) определялась с помощью гидравлического пресса. Испытаниям подвергались образцы льда кубической формы размерами $5 \times 5 \times 5$ и $7 \times 7 \times 7$ см. Разрушающее усилие прикладывалось параллельно поверхности льда (боковое сжатие) и перпендикулярно ей (продольное сжатие). Значение $\sigma_{сж}$ отдельных образцов льда вычислялось по формуле

$$\sigma_{сж} = P_1/s_0 = P_1/ab, \quad (8.21)$$

где $P_1 = Ns_n$ — разрушающая нагрузка; s_0 — площадь поперечного сечения образца с размерами сторон a и b , см; N — показания манометра; s_n — площадь поршня.

Прочность льда при изгибе ($\sigma_{изг}$) измерялась двумя способами: с помощью гидравлического пресса [10, 434] и полевой испытательной машины ПИМ-100 [67, 80].

В первом случае испытанию подвергались образцы льда в виде балочек длиной l , несколько превышающей длину пролета станка (L), шириной b и высотой h . Прочность ледяных балочек при изгибе вычислялась по формуле

$$\sigma_{изг. бал} = \frac{3}{2} \frac{P_2 L}{b h^2}, \quad (8.22)$$

где $P_2 = Ns_n$ — разрушающая нагрузка, определяемая по показаниям манометра (N) и площади поршня (s_n).

Во втором случае испытывались на прочность пластины льда, выпиленные из ледяного керна, с внутренним диаметром подставки 15,5 см и диаметром упорного цилиндра машины, равным 1 см [67].

Временное сопротивление (прочность) (МПа) пластин при изгибе вычислялось по формуле

$$\sigma_{изг. пл} = \frac{3P_3}{2\pi m h_l} \left[m + (m-1) \ln \frac{r}{r_0} - (n-1) \frac{z_0}{4r^2} \right], \quad (8.23)$$

где P_3 — разрушающая нагрузка; $m=3$ — величина, обратная коэффициенту Пуассона; h_l — толщина пластины (см); r — радиус пластины ($2r = 15,5$ см); r_0 — радиус распределения нагрузки ($2r_0 = 1$ см). После подстановки приведенных цифровых данных в формулу (8.23) расчеты велись по упрощенной формуле:

$$\sigma_{изг. пл} = 2,23 P_3 / h_l^2. \quad (8.24)$$

Согласно исследованиям В. В. Лаврова [238], результаты расчетов прочности льда при изгибе по формуле (8.24) почти в 1,5 раза больше значе-

ний $\sigma_{\text{изг. бал}}$. Для перехода от $\sigma_{\text{изг. пл}}$ к $\sigma_{\text{изг. бал}}$ вводится коэффициент $k = 0,65$ и конечные расчеты $\sigma_{\text{изг. бал}}$ осуществляются в соответствии с выражением

$$\sigma_{\text{изг. бал}} = 0,65 \sigma_{\text{изг. пл}} \quad (8.25)$$

Предел прочности льда при растяжении ($\sigma_{\text{рст}}$) определялся Б. А. Мамедовым только для портов Махачкала, Апшерон, Баутино и Красноводск по образцам сечением 5×5 см и длиной 20 см [265, 266].

Динамическая твердость льда ($\sigma_{\text{дт}}$) определялась в Северном Каспии с помощью усовершенствованной установки Дементьева непосредственно на ледяном покрове зимой 1951-52 г. [435]. Значение дробящей силы F равнялось отношению полной энергии удара $v = mgh$ к пути Δh , на котором производится работа по дроблению льда. С учетом параметров прибора динамическая твердость льда вычислялась по формуле

$$\sigma_{\text{дт}} = 0,1m/(1,57\Delta h), \quad (8.26)$$

где m — масса цилиндрического груза; Δh — путь груза, на котором производились работы по дроблению льда (вдавливанию датчика в лед).

8.4. Ледовые условия

Каспийское море относится к морям с сезонным покровом. По характеру развития ледовых процессов всю акваторию Каспия можно разделить на пять частей:

1) акватории, ежегодно покрываемые устойчивым льдом ($P = 100\%$), расположенные севернее дугообразной линии, выпуклой к северо-востоку, соединяющей о. Чечень и северную оконечность о. Кулалы. В этом районе навигация без проводки ледоколов затруднена, а в суровые зимы невозможна (рис. 8.1);

2) акватории, практически ежегодно ($P \geq 82\%$) покрываемые плавучим или неустойчивым неподвижным льдом, позволяющим поддерживать ледокольную навигацию. Южной границей этой области служит дугообразная линия, выпуклая к северо-востоку, соединяющая северо-восточное побережье Аграханского полуострова и юго-западный берег п-ова Мангышлак;

3) акватории шельфа западного побережья, а также прибрежные районы, бухты и заливы восточного побережья Среднего Каспия, включая мелководный Красноводский залив. Здесь наблюдается образование местного льда ($P \geq 50\%$, табл. 8.5) или поступление из Северного Каспия более мощного плавучего льда, распространяющегося к югу вдоль западного побережья (P от 10 до 55%) и вдоль п-ова Мангышлак к зал. Александр-Бай ($P = 35...45\%$) (табл. 8.5);

4) мелководные прибрежные акватории и заливы Южного Каспия, где даже кратковременное ледообразование в экстремально холодные зимы приравнивается к опасным и стихийным явлениям ($P < 25\%$);

5) открытые глубоководные акватории за пределами морского шельфа, где лед никогда не образуется и не встречается (табл. 8.5).

8.4.1. Процессы начала ледообразования и развития ледяного покрова

Сроки начала ледообразования на Каспии зависят от атмосферных процессов в предзимье, обусловленных сезонной перестройкой барических полей на высотах и у поверхности земли.

Раннее ледообразование на Каспийском море связано с активизацией арктического максимума к началу октября. В такие годы на высоте поверх-



Рис. 8.1. Вероятность ледообразования (наличие льда) и схема дрейфа плавучего льда.

1 — изолинии вероятности, %; 2 — направление генерального дрейфа; 3 — преобладающее направление дрейфа.

ности 500 гПа над Скандинавией и севером европейской части Союза располагается антициклон, гребень которого ориентирован на Балканский полуостров. Над Западной Сибирью (или Уральским хребтом) находится глубокий высотный циклон. Ложбина его ориентирована на запад Казахстана и Малую Азию. Наличие ложбины, ориентированной с северных районов Атлантики на Англию и Италию, обуславливает вынос теплого воздуха с южных районов Средиземного моря на север Скандинавии по западной периферии гребня. В тыл другой, более глубокой ложбины, ориентированной с Таймыра на запад Казахстана и Малую Азию, холодный воздух устремляется с северо-востока на юго-запад.

При указанном высотном барическом поле у поверхности земли над арктическими морями зарождаются ядра, смещающиеся по полярной и

Таблица 8.5

Вероятность наступления ледовых явлений у побережья Каспийского моря, по [77, 113]

Станция (район)	Ледообразование	Устойчивый снег	Неподвижный лед	Полное замерзание	Устойчивое замерзание	Появление припосного льда	Исходный ряд (лет)
Северный Каспий							
Большой Пешной	100	100	100	100	100	0	50
Остров Укатын (Жесткий)	100	100	100	100	93	0	14
Искусственный остров	100	95	100	91	76	0	37
Остров Чистой Банки	100	84	100	100	72	6	20
Остров Кулалы, бухта	100	95	100	100	81	9	18
Остров Кулалы, море	92	80	80	70	11	8	48
Остров Тюлений	100	64	100	97	61	6	45
Форт-Шевченко, бухта	95	56	87	58	11	33	59
Форт-Шевченко, море	82	0	80	9	0	53	59
Западное побережье Среднего Каспия							
Махачкала, бухта	74	11	36	23	0	43	58
Махачкала, море	72	8	26	9	0	55	58
Изберг	56	13	10	3	0	33	25
Дербент	57	13	9	2	0	11	58
Низовая Пристань (Сиязань)	68	9	(23)	7	0	9	31
Восточное побережье Среднего Каспия							
Шевченко (Актау)	85	5	85	0	0	0	22
Кендерли, бухта	65	35	65	50	10	35	21
Кендерли, залив	65	0	55	30	0	45	28
Бекдаш	40	4	40	0	0	22	45
Кара-Богаз-Гол	33	0	20	0	0	9	52
Красноводск	64	9	64	27	0	16	61
Южный Каспий							
Устье р. Куры	10	0	10	2	0	0	52
Остров Сара	8	0	8	2	0	0	52
Астара	2	0	2	0	0	0	52
Аладжа	25	0	25	8	0	0	18
Огурчинский остров	14	0	14	0	0	0	38
Гасан-Кули	4	0	4	0	0	0	45

ультраполярной осям на Нижнюю Волгу, Украину и Казахстан [200, 259].

Распространение на Каспий холодных арктических воздушных масс (АВМ) сопровождается усилением северных ветров и резким понижением температуры воздуха до $-5 \dots -7^\circ\text{C}$. В случае сохранения морозов через 1—2 дня лед образуется на мелководьях обычно в середине или в первой декаде октября. Процесс ледообразования начинается либо с северо-восточной части моря (8 октября 1924 г. у Жилой Косы), либо с северо-западной (13 октября 1939 г. у Бирючьей Косы, 18 октября 1949 г. — на мелководных приустьевых участках Волги), либо вдоль всего северного побережья одновременно.

Вероятность ледообразования в Северном Каспии во второй декаде октября менее 7%, а в третьей декаде — 10—22% [109, 113]. Лед раннего ледообразования в виде сала и заберегов неустойчив и с наступлением потепления, подвергаясь тепловым и динамическим воздействиям (ветер, волнение), быстро разрушается. Однако даже кратковременное экстремально раннее (в октябре) ледообразование в каналах и на мелководьях представляет стихийное явление, приводящее к повреждениям деревянного рыболовецкого флота и орудий лова (18 октября 1949 г.). При повторных похолодательных ледообразованиях

наступает в сроки, близкие к норме, и носит более устойчивый характер.

В годы, когда ледообразование начинается в конце октября — начале ноября, как правило, высотный глубокий циклон располагается над Средним Уралом (севернее 55° с.ш.), ложбина его ориентирована на Нижнюю Волгу. Высотный гребень над Западной Европой направлен с запада Средиземного моря на Данию и Исландию. При таком барическом поле обеспечивается достаточно сильный перенос холодного воздуха со Скандинавии через центральные районы европейской части Союза на Нижнюю Волгу. В случае вторжения АВМ со Скандинавии по полярной оси очаги холода стационарируют в северо-западной части моря. Ледообразование, начинающееся на взморье Волги, к концу октября распространяется на северо-восточные мелководные акватории (1944, 1951, 1976 гг.).

В случае мощных затоков холодного арктического воздуха на акваторию моря и распространения его к югу возможно интенсивное охлаждение водных масс до температуры замерзания в закрытых мелководных бухтах и заливах восточного побережья моря. Оно сопровождается экстремально ранним началом ледообразования (в конце октября — начале ноября) в заливе Александр-Бай (28 октября 1953 г.), в бух. Кендерли (26 ок-

Таблица 8.6

Сроки начала ледообразования (первого появления льда) и установления устойчивого льда по опорным ГМС

Станция (район)	Первый лед					Устойчивый лед					Длина ряда, в лет
	Средние	Ранние		Поздние		Средние	Ранние		Поздние		
		дата	дата	год	дата		год	дата	дата	год	
Северный Каспий											
Большой Пешной	21 XI	17 X	1976	24 XII	1965	29 XI	17 X	1976	24 XII	1961, 1965	53
Остров Укатный (Жесткий)	16 XI	30 X	1953	3 XII	1960, 1962	30 XI	15 XI	1952	1 I	1962	13
Искусственный остров	23 XI	30 X	1976	9 I	1981	18 XII	14 XI	1941	14 I	1975	37
Остров Тюлений	9 XII	31 X	1976	13 I	1981	31 XII	26 XI	1959	8 II	1976	42
Остров Кулалы, култук	3 XII	7 XI	1953	14 I	1938	10 XII	14 XI	1952	(4 I)	1940	17
Форт-Шевченко, бухта	26 XII	22 XI	1951	6 III	1983	29 XII	1 XII	1959	(5 II)	1976	59
Форт-Шевченко, море	10 I	4 XII	1931	7 III	1983	20 I	15 XII	по [113]	(24 II)	1930	59
Средний и Южный Каспий											
Махачкала, бухта	15 I	28 XI	1953	26 II	1945	17 I	21 XII	1953	(14 II)	1929	55
Махачкала, море	18 I	3 XII	1931	29 II	1984	20 I	23 XII	1953	(14 II)	1974	58
Изберг	26 I	23 XI	1953	18 II	1982	(24 I)	8 I	1977	(16 II)	1964	35
Дербент	28 I	18 XII	1946	28 II	1932	(4 II)	22 I	1942	(26 II)	1964	58
Низовая Пристань	6 I	18 XII	1946	24 II	1945	(8 I)	4 I	1954	(28 I)	1950	48
Актау (Шевченко)	4 I	27 XI	1962	18 II	1982	(8 I)	3 I	1977	(14 I)	1972	22
Кендерли, бухта	7 XII	26 X	1953	8 II	1968	12 XII	22 XI	1950	(1 II)	1943, 1954	34
Бекдаш	7 I	14 XI	1952	17 II	1976	—	24 XII	1976	(20 I)	1972	36
Красноводск	5 I	14 XI	1952	16 II	1976	—	30 XI	1944	(20 I)	1972	61
Огурчинский остров	12 I	18 XII	1950	29 I	1977	не было					32

Примечание. Даты ледовых фаз, заключенные в скобки, получены по [113].

тября 1953 г.) и в Красноводском заливе (14 ноября 1952 г.).

Образование льда в Северном Каспии в сроки, близкие к норме (в течение ноября, табл. 8.6), происходит при любых направлениях вторжения холодного воздуха (по полярным или ультраполярным осям). В ноябре наблюдаются случаи понижения температуры воздуха до отрицательных значений при прояснениях ночью. Сильному ночному выхолаживанию воды на мелководье, сопровождаемому кратковременным образованием начальных видов льда (ледяные иглы, сало), способствует установление ясной погоды со слабым ветром при температуре воды, близкой к «точке замерзания».

В средние по суровости («нормальные») предзимья ледообразование в Северном Каспии начинается в первой половине ноября с мелководных северо-восточных районов побережья (Жилая Коса — 9 ноября, Забурунье — 11 ноября), распространяясь к третьей декаде ноября на предустьевое взморье Волги (Искусственный остров — 23 ноября, Белинский банк — 25 ноября), а к концу ноября — на все мелководные районы, ограниченные 2—3-метровыми изобатами. В течение декабря менее интенсивно развивающийся процесс ледообразования охватывает мористые районы Северного Каспия (Остров Тюлений — 9 декабря, Остров Кулалы — 13 декабря).

К югу от 44° с. ш. в умеренные предзимья ледообразование у восточного побережья Среднего Каспия начинается в декабре, т. е. на месяц раньше, чем у западного берега, где местный лед образуется лишь в январе.

В теплые предзимья в декабре на высоте поверхности 500 гПа располагается обширная об-

ласть пониженного давления, а высотный циклон находится над северными (арктическими) морями. В умеренных широтах устанавливается устойчивый западно-восточный перенос, а над Каспием — юго-западный. В такие годы ледообразование в Северном Каспии происходит лишь в первой половине декабря (Остров Жесткий (Укатный) — 3 декабря 1960 и 1962 г.).

В аномально и экстремально теплые предзимья в декабре планетарная высотная фронтальная зона (ПВФЗ) располагается квазишироотно над умеренными широтами. Глубокая ложбина над Средней Волгой обуславливает юго-западный перенос воздушных масс над Средним Каспием. При таком высотном переносе у поверхности земли формируются местные ядра и гребни, перемещающиеся из районов Западной Европы через Черное море на Нижнюю Волгу. Над Каспием устанавливается ясная погода со слабыми ветрами, сопровождаемая ночным радиационным выхолаживанием и понижением температуры воздуха до отрицательных значений. Охлаждение водных масс при подобных ситуациях протекает медленно, и процесс ледообразования вдоль всего мелководного северного побережья происходит лишь во второй половине декабря (Забурунье — 17 декабря 1940 г., Остров Чистой Банки — 20 декабря 1970 г., Жилая Коса — 24 декабря 1928 г., Пешной — 24 декабря 1965 г.).

На мористых участках Северного Каспия в экстремально теплые зимы (1980, 1981 гг.) ледообразование может задерживаться до первой половины января (см. табл. 8.6). Вероятность появления начальных видов льда в январе составляет лишь 5—7%. В северной части, к югу от параллели 44° с. ш., в теплые зимы кратковременное появле-

ние в начале марта первого льда происходит при весеннем возврате холодов, обусловленном поступлением АВМ на акваторию Каспия.

В Среднем Каспии вероятность ледообразования изменяется от 33—40 до 85 %, имея тенденцию понижения с севера на юг (см. табл. 8.5). В районах побережья с интенсивным внутригодовым теплообменом (Дербент, Кара-Богаз-Гол) вероятность ледообразования несколько ниже (55—60 %), чем на смежных участках побережья (65—85 %). В закрытом мелководном Красноводском заливе, теплообмен которого с водными массами глубоководных районов ослаблен, вероятность ледообразования более высокая (64 %), чем в расположенных севернее участках побережья (Бекдаш — 40 %).

Гидрометеорологические и ледовые условия у западного и восточного побережья Среднего Каспия различные, не совпадают и сроки ледообразования. В умеренные зимы образование льда в восточных заливах Александр-Бай (26 ноября) и Кендерли (7 декабря) начинается в конце ноября — первой половине декабря. До середины января процесс ледообразования распространяется на большую часть побережья Среднего Каспия. Исключение составляют приглубые участки западного побережья от Изберга до Дербента, где лед образуется в третьей декаде января.

В экстремально холодные предзимья, обусловленные глубокими заторками АВМ на акваторию Каспия и как следствие резким переохлаждением водных масс, у восточного побережья первый лед образуется в конце октября (Кендерли — 26 октября 1953 г., Александр-Бай — 28 октября 1953 г.). На участке от устья р. Сулака до Изберга экстремально раннее ледообразование отмечалось 23—28 ноября 1953 г. В Красноводском заливе

ледяной покров ранее середины ноября не образуется. На открытых участках побережья — от Дербента до Низовой Пристань, у прол. Кара-Богаз-Гол и в Туркменском заливе — даже в холодные предзимья (1946, 1948, 1952 гг.) ледообразование начинается лишь во второй половине декабря (см. табл. 8.6).

В умеренно теплые зимы (1963-64, 1967-68, 1975-76 гг.) ледообразование в закрытых бухтах и заливах Среднего Каспия начинается в первой половине февраля. У открытых западных берегов Среднего Каспия, наряду с местным ледообразованием, в конце февраля — начале марта может наблюдаться малой мощности плавучий лед, вынесенный из северных районов моря.

Диапазон колебания сроков начала ледообразования в прибрежных районах Северного и Среднего Каспия в экстремально холодные и теплые зимы составляет 1,5—3 мес (см. табл. 8.6).

Процесс развития ледяного покрова на Каспии продолжается с момента начала ледообразования до наибольшего распространения льда по площади и достижения им максимальных вертикальных размеров.

Промежуток времени между датами первого появления льда и полного замерзания назван «периодом становления льда» [177]. Характер развития ледовых процессов в этот период и его продолжительность зависят от гидрометеорологических условий предзимья. В средние по суровости морозов зимы продолжительность периода становления льда составляет 15—25 дней в северо-восточной и 20—40 дней в северо-западной частях моря.

Устойчивый ледяной покров, сохраняющийся больше месяца, образуется в среднем через одну-две недели после начала ледообразования. В холодные предзимья при активных воздействиях

Таблица 8.7

Сроки первого образования и устойчивого установления припая

Станция (район)	Первый припай					Устойчивый припай				
	Средние	Ранние		Поздние		Средние	Ранние		Поздние	
		дата	год	дата	год		дата	год	дата	год
Северный Каспий										
Большой Пешной	22 XI	17 X	1976	24 XII	1965	27 XI	17 X	1976	11 I	1981
Остров Укатиный (Жесткий)	24 XI	30 X	1953	16 XII	1951	6 XII	15 XI	1952	2 I	1961
Искусственный остров	16 XII	5 XI	1976	26 I	1981	26 XII	19 XI	1952	14 I	1968
Остров Тюлений	21 XII	12 XI	1957	4 II	1966	12 I	9 XII	1945	8 II	1976
Остров Кулалы, култук	8 XII	8 XI	1953	(6 I)	1940	13 XII	14 XI	1952	нс	—
Форт-Шевченко, бухта	30 XII	1 XII	1950, 1953	6 II	1976	6 I	4 XII	1944	6 II	1976
Форт-Шевченко, море	20 I	28 XII	1932	(1 III)	1939	30 I	28 I	1950	(1 II)	1951
Средний и Южный Каспий										
Махачкала, бухта	(12 I)	9 XII	1927	15 II	1932	—	не было	—	—	—
Махачкала, море	22 I	4 XII	1932	26 III	1974	—	не было	—	—	—
Изберг	3 II	4 I	1954	22 II	1969	—	не было	—	—	—
Дербент	11 II	23 I	1942	5 III	1954	—	не было	—	—	—
Низовая Пристань	18 I	22 XII	1946	24 II	1945	—	28 I	1954	—	—
Актау (Шевченко)	15 XII	(28 X)	1953	4 II	1967	27 XII	30 XI	1944	(27 I)	1951
Кендерли, бухта	13 XII	28 X	1953	1 II	1943	31 I	22 XI	1950	1 II	1943, 1954
Бекдаш	3 I	14 XI	1952	30 I	1951	—	24 XII	1976	(20 I)	1972
Красноводск	6 I	14 XI	1952	18 II	1976	—	1 XII	1944	(13 I)	1950
Огурчинский остров	(8 I)	18 XII	1950	1 II	1977	—	не было	—	—	—

Примечание. Даты ледовых фаз, заключенные в скобки, получены по [113].

Таблица 8.8

Сроки первого и окончательного замерзания

Станция (район)	Первое замерзание					Окончательное (устойчивое) замерзание				
	Средние	Ранние		Поздние		Средние	Ранние		Поздние	
		дата	год	дата	год		дата	год	дата	год
Северный Каспий										
Большой Пешкой	29 XI	19 X	1976	24 XII	1939, 1965	7 XII	8 XI	1942, 1976	12 I	1981
Остров Укатын (Жесткий)	28 XI	9 XI	1958	16 XII	1951	18 XII	25 VI	1953	2 I	1961
Искусственный остров	28 XII	23 XI	1956	25 II	1981	8 I	7 XII	1954	(14 I)	1968, 1982
Остров Тюлений	28 XII	21 XI	1957	27 II	1981	15 I	15 XII	1975	(5 II)	1949, 1951
Остров Кулалы, култук	19 XII	10 XI	1953	11 I	1940	25 XII	14 XI	1952	11 I	1940
Форт-Шевченко, бухта	7 I	9 XII	1927	14 II	1971	10 I	18 XII	1947	(28 I)	1927
Форт-Шевченко, море	(19 I)	6 I	1942, 1964	17 II	1967	—	не было	—	—	—
Средний и Южный Каспий										
Махачкала, бухта	(8 I)	3 XII	1927	8 II	1929	—	не было	—	—	—
Махачкала, море	26 I	5 XII	1931	16 II	1943	—	не было	—	—	—
Изберг	—	—	—	16 II	1954	—	не было	—	—	—
Дербент	—	—	—	10 II	1929	—	не было	—	—	—
Низовая Пристань	—	21 I	1954	4 II	1950	—	не было	—	—	—
Актау (Шевченко)	11 I	19 XII	1948	25 II	1952	—	не было	—	—	—
Кендерли, бухта	(30 XII)	27 XI	1935	1 II	1943	13 I	29 XI	1950	1 II	1942, 1950
Бекдаш	—	16 I	1977	16 II	1969	—	не было	—	—	—
Красноводск	(5 I)	7 XI	1952	1 II	1954	—	не было	—	—	—
Огурчинский остров	—	2 I	1957	14 I	1950	—	не было	—	—	—

Примечание. Даты ледовых фаз, заключенные в скобки, получены по [113].

АВМ на акваторию моря, обуславливающих сильные и устойчивые морозы, промежуток времени между началом ледообразования и полным замерзанием сокращается до 2—3 дней.

В экстремально холодные предзимья с сильными и продолжительными морозами вдоль побережья сразу устанавливается устойчивый ледяной покров (Остров Укатын — 23 ноября 1955 г., Карайский банк — 22 ноября 1959 г., Пешной — 17 октября 1976 г.). Последующие похолодания приводят к укреплению ледяного покрова, формированию у побережья устойчивого припая и полному замерзанию в аномально ранние сроки.

Исключительно интенсивное развитие ледовых процессов на мелководье Северного Каспия протекало в экстремально холодное предзимье 1953 г. [77]. Процесс ледообразования начался в конце октября (Остров Укатын — 30 октября). В первой половине ноября неподвижным льдом было покрыто все мелководное побережье Северного Каспия (табл. 8.6, 8.7), к третьей декаде ноября отмечалось полное замерзание акваторий с глубинами до 3—5 м (табл. 8.8).

В теплые предзимья при чередовании волн холода и тепла охлаждение водных масс протекает менее активно. Сроки начала ледообразования даже у мелководного северо-восточного побережья сдвигаются на конец ноября (Жилая Коса — 23 ноября 1928 г.). На остальных акваториях Северного Каспия первый в сезоне лед образуется лишь в декабре. Смена периодов с чистой водой и льдом происходит до полного замерзания от 5 до 10 раз. Так, в октябре — декабре 1929 г. в районе Жилой

Косы повторные ледообразования отмечены 7 раз, а в районе о. Жилого — 10 раз [77]. Неустойчивыми по состоянию льда были предзимья 1943, 1947, 1966, 1977 и 1980 гг. В течение этих предзимий наблюдалось от 4 до 10 периодов со льдом. Устойчивый припай формируется только в январе (табл. 8.7). При последующих похолоданиях наступает полное замерзание.

Ранние и поздние сроки полного и окончательного замерзания в Северном Каспии в различные по термическим условиям предзимья отмечаются в широком диапазоне — от второй половины октября до второй половины января (табл. 8.7).

В экстремально теплые предзимья начало ледообразования у побережья Северного Каспия может задерживаться до первой половины января. В такие годы (1965, 1981 гг.) в открытых районах моря с глубинами более 3—5 м наблюдается лишь неустойчивый лед, вынесенный с мелководья.

В зимы с неустойчивым ледяным покровом период укрепления и становления льда увеличивается до 1,5—2 месяцев. К югу от параллели 44° с. ш. в теплые зимы понятие «становление льда» теряет смысл, так как на всей прибрежной акватории преобладает лишь плавучий лед.

Своеобразно протекает процесс ледообразования в открытых районах Северного Каспия с общей направленностью от мелководного побережья к сравнительно глубоководным центральным районам Северного Каспия.

В умеренные зимы в октябре неподвижный лед устанавливается лишь узкой полосой. В суровые зимы граница льда распространяется до изобаты

1—2 м. В ноябре граница льда проходит либо в незначительном удалении от побережья (умеренные зимы) либо до 2-метровой изобаты (в суровые зимы).

Первое полное замерзание в мелководном северо-восточном районе в умеренные зимы наступает до начала декабря. Устойчивое замерзание

мерзания акватории Северного Каспия не наблюдается. Границы распространения припая отражены в работе [23] и схематически представлены на рис. 8.2.

В декабре в умеренные зимы граница припая близка к положению изобаты 3 м. Общая граница льда несколько сдвинута мористее за счет зоны

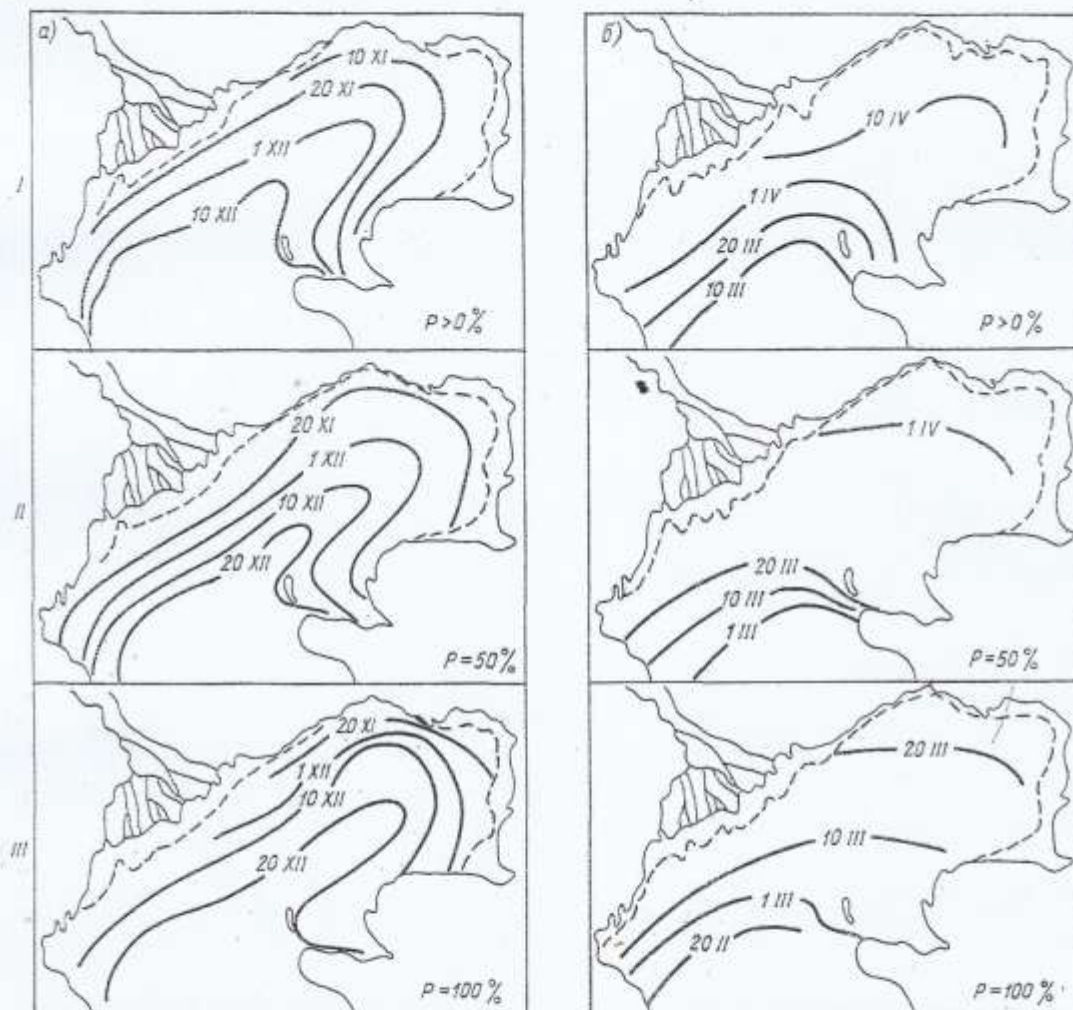


Рис. 8.2. Изохроны начала ледообразования (а) и окончательного очищения ото льда (б), границы

наступает на 10 дней позже (табл. 8.8). В экстремально холодные зимы (1941-42, 1953-54 гг.) припай (полное замерзание) в Северном Каспии устанавливается вслед за началом ледообразования.

В такие годы период становления льда не превышает 5—10 дней. В экстремально теплые зимы процесс замерзания в Северном Каспии запаздывает на 20—25 дней.

Устойчивое замерзание на северо-восточном мелководье обычно отмечается не позже, чем через 5—10 дней после первого замерзания. В теплые зимы разрыв в сроках замерзания увеличивается до 15—20 дней и более. Оно наступает во второй половине декабря (1936, 1942 гг.) или даже в начале января (1939, 1943 гг.). В экстремально теплые зимы (1947-48, 1980-81 гг.) устойчивого за-

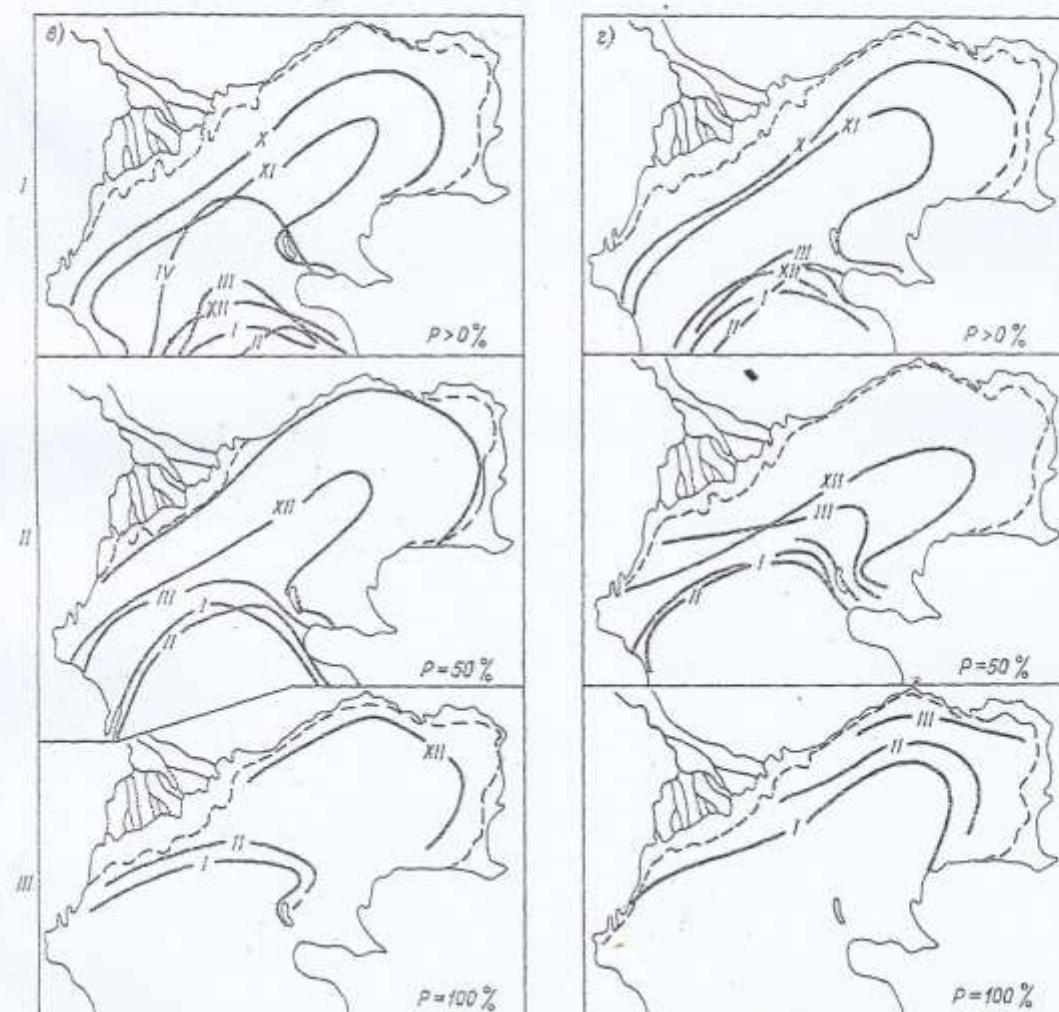
плавучего льда, образующегося при взломе припая. В суровые зимы граница припая подходит к глубин 7—10 м. Зона плавучего льда располагается значительно мористее. В теплые предзимья молодой лед образуется лишь вблизи северо-восточного побережья.

В январе—феврале кромки припая и плавучего льда занимают наиболее южное положение. В умеренные зимы южная граница припая подходит к свалу глубин (10—15 м). Здесь процесс ледообразования замедляется за счет внутриводного теплообмена и адвекции теплых вод из восточных районов Среднего Каспия. В холодные и экстремально холодные зимы перемещение границы неподвижного льда к югу от позиции максимального распространения на глубинах 10—15 м и более происходит за счет скрепления плавучего льда и вновь

образующегося и быстро укрепляющегося молодика. В теплые зимы граница припая проходит вдоль 3-метровой изобаты, а плавучий лед распространяется к югу до глубины 5 м.

Интенсивность развития процессов ледообразования в северной части моря в типовые зимы иллюстрируется положением границ распространения

балансом на поверхности льда и процессами контактного теплообмена льда с более теплой подстилающей водной массой. Процесс разрушения льда весной активизируется под влиянием динамических факторов — тангенциального давления ветра на поверхность льда, изменения уровня моря и волнения. Он начинается с прикромочной зоны льда



распространения льда (а) и припая (б) в суровые (I), умеренные (II) и мягкие (III) зимы.

льда и изохрон начала ледообразования в типовые зимы.

8.4.2. Разрушение ледяного покрова и очищение моря ото льда

Сроки начала и интенсивность ослабления и разрушения льда обуславливаются общей ледовитостью моря — мощностью ($M_i = S_i H_i \rho_i$) образовавшегося льда и особенностями гидрологических условий к началу ослабления в процессе таяния и разрушения льда. Совокупность воздействия перечисленных факторов обуславливает неоднородность процессов разрушения льда в различных районах моря и большую их многолетнюю изменчивость.

Ослабление структуры льда (и ледяного покрова в целом) обуславливается радиационным

в открытых районах моря, где активизируется теплообмен с более теплыми водными массами.

Первая подвижка (взлом) припая в умеренные зимы начинается в январе с бухт и заливов Среднего Каспия. В Северном Каспии взлом припая к югу от 45° с. ш. также наблюдается в январе, у северного побережья моря он протекает с середины февраля до середины марта (табл. 8.9).

В зимы с неустойчивыми морозами и слабым ледяным покровом (1955, 1956, 1976 гг. и др.) под действием ветра, волнения и нагонной волны происходят взлом и разрушение неокрепшего припая даже в ноябре. В последующую часть ледового сезона при очередных мощных вторжениях холодных АВМ на акваторию Северного Каспия припай может вновь устанавливаться за счет смерзания ледяных полей, находящихся в сжатом состоянии,

Таблица 8.9

Сроки взлома и разрушения припая

Станция (район)	Первая подложка (взлом) припая					Окончательное разрушение припая					Длина реки, в мет.
	Средние	Ранние		Поздние		Средние	Ранние		Поздние		
		дата	год	дата	год		дата	год	дата	год	
Северный Каспий											
Большой Пешный	1 III	1 XI	1976	6 IV	1964, 1966	30 III	8 III	1966	13 IV	1960, 1966	40
Остров Укатный (Жест- кий)	16 III	15 II	1955	4 IV	1964	29 III	4 III	1962	15 IV	1954	14
Искусственный остров	13 II	2 XII	1956	20 III	1969, 1972	12 III	26 II	1966	28 III	1969	24
Остров Тюлений	(3 I)	13 XI	1952	28 II	1947, 1980	8 III	2 II	1962	30 III	1954	39
Остров Кулалы, култук	19 I	15 XI	1953	28 III	1943	18 III	8 II	1944	18 IV	1954	13
Форт-Шевченко, бухта	24 I	12 XII	1927	27 II	1976	4 III	9 XII	1954	2 IV	1928	39
Форт-Шевченко, море	29 I	7 I	1942	20 II	1967	17 II	11 I	1947, 1963	30 III	1929	8
Средний и Южный Каспий											
Махачкала, бухта	21 I	11 XII	1928	13 II	1929	нс	—	—	—	—	9
Махачкала, море	26 I	6 XII	1932	16 II	1943	20 II	10 I	1935	1 IV	1956	11
Изберг	—	—	—	8 II	1954	—	1 I	1972	16 III	1969	1
Дербент	—	—	—	11 II	1929	—	3 II	1937	31 III	1929	1
Низовая Пристань	—	21 I	1954	17 II	1950	—	13 II	1947	18 III	1954	3
Актау (Шевченко)	—	20 XII	1949	1 III	1954	—	29 XI	1957	28 III	1956	4
Кендерли, бухта	9 I	1 XII	1935, 1950	3 III	1943	15 II	22 XII	1957	23 III	1937	14
Бекдаш	—	17 I	1977	19 II	1969	—	27 XII	1952	6 III	1947	3
Красноводск	9 I	8 XI	1952	3 III	1954	25 I	9 XII	1954	10 III	1954	18
Огурчинский остров	—	6 I	1957	17 I	1950	—	4 II	1958	23 II	1951	2

Примечание. Даты ледовых фаз, заключенные в скобки, получены по [113].

или скрепления их вновь образующимся молодым льдом. В такие годы даже у северного побережья моря за зиму наблюдается от двух до четырех случаев взлома припая [77, 113]. К югу от 45° с. ш. бывает 6—10 случаев взлома припая за зиму.

В восточной части Среднего Каспия в суровые зимы (1928-29, 1949-50, 1953-54, 1968-69 гг.) взлом припая задерживается до второй половины января у открытых берегов (Кара-Богаз-Гол — 28 января 1977 г.) и до начала марта в закрытых бухтах и заливах (Красноводск — 3 марта 1954, Кендерли, бухта — 3 марта 1943 г., Актау — 1 марта 1954 г.).

У западного побережья Среднего Каспия образовавшийся в прибрежной зоне припай или смерзшиеся ледяные поля взламываются в середине февраля (Махачкала, море — 16 февраля 1943 г., Изберг — 8 февраля 1954 г., Дербент — 11 февраля 1929 г., Низовая Пристань — 17 февраля 1950 г.).

Окончательное разрушение припая в умеренные зимы к северу от 45° с. ш. происходит в основном во второй половине марта. Южнее 45° с. ш. оно осуществляется с середины февраля до середины марта (табл. 8.8).

В теплые зимы (1940-41, 1943-44, 1961-62, 1965-66 гг.) припай окончательно разрушается примерно на 15—30 дней раньше средних сроков — с конца февраля до середины марта. В экстремально холодные зимы (1927-28, 1941-42, 1953-54, 1968-69 гг.) разрушающийся припай сохраняется в основном до конца марта — середины апреля или несколько позже (Жилая Коса — 27 апреля 1928 г.).

В аномально теплые предзимья при смене морозов устойчивыми оттепелями происходит интенсивное термическое разрушение неокрепшего молодого льда, усиливаемое воздействием ветра. Под влиянием термодинамических факторов в начале ледового сезона очищаются ото льда не только мористые, но и прибрежные мелководные районы Северного Каспия. Первое очищение ото льда часто происходит при интенсивных оттепелях после начала ледообразования в октябре (Забурунье — 31 октября 1947 г., Брянская Коса — 31 октября 1951 г., Остров Чистой Банки — 30 октября 1952 г., Искусственный остров — 30 октября 1976 г.) или в начале ноября (Жилая Коса — 3 ноября 1927 г., Каспийск (Лагань) — 8 ноября 1946 г., Остров Укатный — 3 ноября 1956 г.).

Открытые побережья, бухты и заливы Среднего и Южного Каспия при резких и устойчивых оттепелях также могут очищаться ото льда в ноябре—декабре.

В холодные зимы первое очищение ото льда задерживается до февраля—марта на Среднем Каспии и до конца марта — начала апреля в северной части моря (табл. 8.10).

Окончательное очищение ото льда в умеренные зимы начинается в конце января — начале февраля с юго-восточного побережья моря, последовательно распространяясь к северу. В феврале ото льда очищаются бухты и заливы восточного побережья Среднего Каспия, в начале марта — все западное побережье средней части моря. В Северном Каспии процесс очищения ото льда протекает в марте.

Таблица 8.10

Сроки первого и окончательного очищения ото льда

Станция (район)	Первое очищение ото льда					Окончательное очищение ото льда					Длина ряда, лет
	Средние	Ранние		Поздние		Средние	Ранние		Поздние		
		дата	год	дата	год		дата	год	дата	год	
Северный Каспий											
Большой Пешной	11 II	3 XI	1943, 1948	16 IV	1984, 1965	2 IV	8 III	1966	20 IV	1949	41
Остров Укатыный (Жесткий)	7 II	3 XI	1956	6 IV	1951, 1952	31 III	9 III	1962	23 IV	1954	12
Искусственный остров	9 I	31 X	1976	2 IV	1972	25 III	2 III	1944	16 IV	1954	34
Остров Тюлений	18 XII	1 XI	1976	7 IV	1954	15 III	12 II	1966	11 IV	1969	39
Остров Кулады, кулгук	7 II	20 XI	1941	5 IV	1949	20 III	17 II	1944	16 IV	1942	16
Форт-Шевченко, бухта	27 I	12 XII	1924	1 XI	1928	10 III	7 I	1944	5 IV	1942	59
Форт-Шевченко, море	6 I	3 XII	1916	16 III	1939	28 II	3 I	1959	6 IV	1942	49
Средний и Южный Каспий											
Махачкала, бухта	23 I	2 XII	1957	19 III	1932	27 II	20 I	1971	23 IV	1951	43
Махачкала, море	25 I	7 XII	1931	25 III	1928	2 III	14 I	1935	20 IV	1935	36
Изберг	11 II	12 I	1957	25 III	1976	4 III	23 I	1957	21 IV	1969	16
Дербент	6 II	19 XII	1946	23 III	1976	3 III	12 I	1957	12 IV	1969	23
Низовая Пристань	5 II	1 I	1946	11 III	1972	19 II	16 I	1935	30 III	1942	14
Актау (Шевченко)	—	24 XII	1936	2 II	1977	7 II	28 XII	1970	3 III	1969	16
Кендерли, бухта	16 XII	30 X	1953	24 III	1943	26 II	28 XI	1937	1 IV	1954	27
Бекдаш	10 I	27 XII	1952	3 III	1951	6 II	27 XII	1948, 1952	6 III	1974	18
Красноводск	17 I	24 XI	1952	2 III	1954	31 I	9 XII	1954	11 III	1954	38
Огурчинский остров	—	24 XII	1950	26 II	1951	15 II	29 I	1946	23 III	1951	5

В начале апреля ото льда очищается северо-восточное побережье моря (табл. 8.10).

В теплые зимы (1934-35, 1945-46, 1956-57 гг.) к концу января бухты и заливы Среднего Каспия окончательно очищаются ото льда. Акватория Северного Каспия к югу от 45° с. ш. полностью освобождается ото льда в середине февраля (16—17 февраля 1944 г.). К северу от 45° с. ш. очищение ото льда завершается в середине марта (табл. 8.10).

В холодные зимы процесс окончательного очищения ото льда у восточного побережья Среднего Каспия задерживается до конца марта (Огурчинский остров — 23 марта 1951 г.) — начала апреля (Кендерли, бухта и залив — 1 апреля 1936, 1954 гг.). Западное побережье Среднего Каспия в годы мощных выносов «тяжелого» плавучего льда из Северного Каспия (1954, 1969 гг.) полностью очищается ото льда лишь во второй декаде апреля (табл. 8.10).

В аномально холодные зимы акватория Северного Каспия последовательно освобождается ото льда в течение апреля. В первой половине апреля ото льда очищаются прибрежные районы к югу от 45° с. ш. У северного побережья Каспия ледяной покров сохраняется до третьей декады апреля (Пешной — 20 апреля 1949 г., Жилая Коса — 29 апреля 1928 г.).

8.4.3. Ледовитость моря

Ледовитость Каспийского моря в различные по термическим условиям холодные полугодия определяется не только площадью и объемом образовавшегося льда, но и особенностями его развития — границами распространения ледяного покрова, преобладанием тех или иных форм и возрастных видов

льда, устойчивостью его распределения по акватории и сохранением во времени.

Характер ледовых условий каждой зимы, изменение общей площади льда в течение ледового сезона определяются действием двух факторов — термического и динамического. Преобладающее значение имеет термический фактор, обуславливающий в периоды резких или длительных похолоданий распространение процессов ледообразования по акватории моря, а также ослабление (в середине зимы) или разрушение (в конце зимы) ледяного покрова при значительных и устойчивых оттепелях.

Существенные коррективы в состояние ледяного покрова вносит динамический фактор (ветер, волнение, течение). Под механическим воздействием ветра совершается взлом неподвижного льда, в результате которого резко уменьшается площадь припая и увеличивается площадь плавучего льда. Интенсивность изменения площади неподвижного льда (припая) отражена в табл. 8.11, где указана вероятность приращения припая или уменьшения его площади по декадам в течение всего ледового сезона, приведены средние и максимальные значения приращения (рис. 8.3).

В зависимости от особенностей атмосферных процессов, развивающихся над морем, от степени аномальности термических условий в предзимье и зимой, над Каспием формируется своеобразная для каждого года ледовая обстановка.

В нормальные по термическим условиям предзимья процесс ледообразования в Северном Каспии начинается с мелководных прибрежных участков во второй половине ноября (рис. 8.2). К концу ноября неподвижным льдом покрывается все мелководье, ограниченное 3-метровой изобатой. Интенсивность его приращения в конце ноября

Таблица 8.11

Вероятность ($P\%$) и интенсивность ΔS_i ($\text{км}^2/\text{сут}$) изменения площади припая (по декадам)

Месяц	Декада	+ΔS _г км²/сут				P % ΔS _г =0	-ΔS _г км²/сут				л лет
		P %	+ΔS _г				P %	-ΔS _г			
			средн.	макс.	год			средн.	макс.	год	
Ноябрь	3	100,0	—	1 620	1953	—	—	—	—	—	1
	1	33,3	253	3 395	1953	—	66,7	472	583	1958	6
	2	77,8	1364	3 326	1966	—	22,2	382	833	1975	19
	3	70,6	2329	6 590	1944	—	29,4	672	2 749	1960	27
Декабрь	1	75,0	2352	8 800	1975	—	25,0	489	1 079	1964	30
	2	73,9	2158	13 594	1962	—	26,1	512	1 927	1950	33
	3	57,2	2078	8 680	1976-77	—	42,8	870	2 765	1967-68	38
	1	76,5	1484	4 401	1876	—	23,5	1930	3 886	1967	44
Январь	2	71,9	1161	3 301	1968	—	28,1	1078	2 360	1971	43
	3	31,3	970	3 256	1984	—	48,7	(746)	4 230	1967	49
	1	41,6	559	2 814	1976	2,6	55,8	1551	7 873	1966	48
	2	33,3	1709	3 215	1961	6,1	60,6	1888	15 827	1973	43
Февраль	3	24,2	1710	3 636	1939	3,0	72,8	1127	6 160	1961	43
	1	6,4	276	430	1950	—	93,6	1214	6 016	1984	41
	2	9,1	—	4 828	1950	—	90,9	2198	5 146	1971	32
	3	—	—	—	—	—	100,0	2509	4 598	1960	18
Март	1	—	—	—	—	—	100,0	3534	4 812	1954	12
	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Апрель	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Максимум		—	2532	13 594	1962	—	—	3534	15 827	1973	—

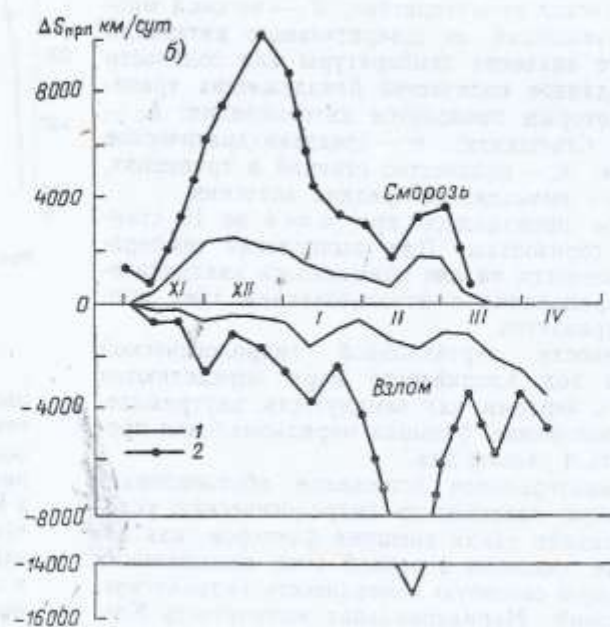
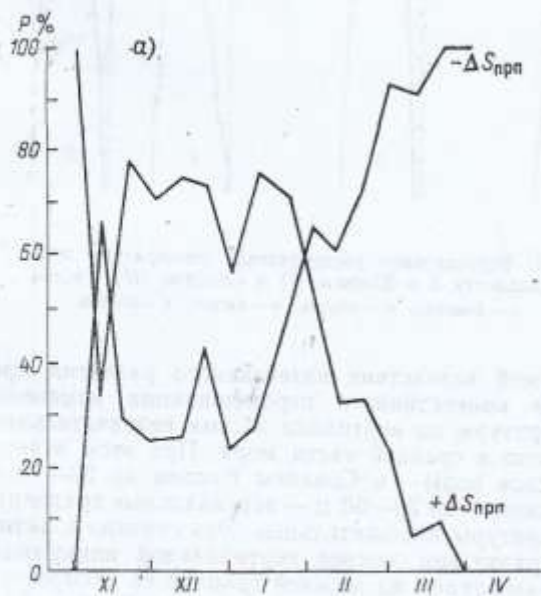


Рис. 8.3. Показатели интенсивности приращения припая в ледовый сезон.

а — вероятность приращения ($+\Delta S_{\text{прип}}$) и убывания припая ($-\Delta S_{\text{прип}}$); б — значения среднего (1) и максимального (2) приращения и убывания площади припая.

в среднем составляет 1300—1400 км²/сут, а в отдельные зимы достигает 3000—3500 км²/сут (1953-54, 1954-55, 1957-58 гг.).

В течение декабря с усилением морозов льдом покрываются более мористые участки, а площадь припая увеличивается в среднем до 2000—2500 км². В периоды сильных и устойчивых морозов интенсивность увеличения площади припая (ниловый лед) достигает в отдельные сутки 8000—10 000 км²/сут и более. В умеренные зимы к концу декабря общая площадь льда составляет в среднем около 57 000 км², при этом 80—90 % ее занимает припай (табл. 8.12).

В январе продолжается распространение и укрепление ледяного покрова. Однако интенсивность его приращения по сравнению с декабрем снижается до 1000—1500 км²/сут. Отмеченное ослабление объясняется выходом процесса ледообразования на открытые участки моря, где он определяется не только контактным теплообменом на границе вода—воздух, но и влиянием более свободного внутриводного теплообмена с прогретыми глубинными водными массами Среднего Каспия.

Молодой лед раннего ледообразования в октябре может распространяться на площади от 8900 км² (1950 г.) до 22 100 км² (1965 г.). Однако он быстро разрушается с повышением температуры воздуха в периоды оттепелей, а также под действием ветра и волнения. Повторное образование более устойчивого ледяного покрова происходит через 15—30 дней после первого очищения. В такие зимы ледяной покров в конце декабря охватывает почти все прибрежные и мористые районы Северного Каспия. В экстремально холодное предзимье 1953 г. граница распространения плавучего

льда в декабре приблизилась к параллели 44° с. ш., а кромка припая располагалась к северу от линии, соединяющей о. Чечень и м. Тюб-Караган. Площадь льда в конце декабря 1953 г. достигла 90 550 км² при норме около 60 690 км², 90 % ее составлял припай (табл. 8.11, 8.12).

Временная изменчивость общей площади льда, площадей припая и плавучего льда по декадам в течение ледового сезона (от начала ледообразования до максимального развития льда и периода разрушения) отражена на рис. 8.4 для характерных в ледовом отношении зим в сравнении со средне-многолетними. Наибольшего внимания заслуживают три сезона, исключительно неблагоприятные в ледовом отношении.

Экстремальная по суровости и ледовитости зима 1953-54 г. отличалась исключительно ранней и устойчивой активизацией арктического максимума, ранним установлением отрицательных аномалий температуры воздуха в сентябре и устойчивых морозов в октябре, непрерывным чередованием глубоких вторжений холодного арктического воздуха (АВ) на Каспийское море. В результате над акваторией моря в течение всей зимы сохранялись отрицательные аномалии температуры воздуха (—А_т). Первый максимум отрицательных аномалий температуры у северного побережья моря в ноябре превысил —6 °С, а второй — абсолютный экстремум среднемесячной температуры — достиг в феврале —13,3 °С в Гурьеве и —12,6 °С в Астрахани. Преобладающими были ветры северной четверти.

При столь необычном развитии атмосферных процессов образовавшийся в конце октября ледяной покров начал интенсивно увеличиваться по площади, достигнув в конце ноября экстремальных

Таблица 8.12

Площади льда (S, км²) в Северном Каспии за 1950—1985 гг.

Месяц	Декада	Общая площадь льда					Площадь припая					Площадь плавучего льда					n лет
		средн.	макс.	год	мин.	год	средн.	макс.	год	мин.	год	средн.	макс.	год	мин.	год	
Октябрь	3	14 182	22 160	1965	—	—	12 636	13 720	1953	—	—	—	7 730	1976	—	—	5
Ноябрь	1	12 875	35 056	1953	—	—	11 322	25 110	1953	—	—	—	3 156	1953	—	—	
	2	12 197	21 520	1975	—	—	10 126	27 700	1948	—	—	6 229	14 020	1975	1500	1943	
Декабрь	3	28 149	86 095	1953	715	1970	24 893	84 645	1953	715	1970	8 192	20 540	1976	938	1960	21
	1—3	19 038	48 753	1953	—	—	—	—	—	—	—	6 300	14 020	1975	ис	—	
	1	33 153	76 869	1969	1 070	1975	26 516	75 166	1959	1 070	1975	11 324	30 590	1963	400	1939	
	2	46 959	80 234	1959	13 240	1964	38 288	78 660	1959	10 000	1972	7 118	31 170	1978	282	1950	30
	3	57 202	90 550	1953	14 715	1982	51 202	86 670	1953	715	1982	11 990	51 710	1971	360	1966	
Январь	1—3	47 957	90 055	1953	14 715	1982	—	—	—	—	—	11 676	51 710	1971	1423	1956	
	1	63 989	86 110	1954	19 510	1976	56 384	81 000	1954	7 150	1982	11 517	30 000	1982	214	1963	34
	2	68 532	91 808	1954	40 280	1984	59 141	85 050	1954	6 080	1984	11 686	37 460	1975	962	1959	
	3	70 401	93 860	1964	47 200	1981	63 588	87 300	1954	8 680	1981	10 196	39 380	1983	1075	1972	
	1—3	66 304	87 545	1977	30 666	1974	—	—	—	—	—	10 936	39 380	1983	1212	1978	34
Февраль	1	67 144	103 516	1954	21 100	1983	63 228	87 780	1954	8 070	1981	10 980	29 420	1981	1200	1951	
	2	65 858	100 356	1954	38 270	1981	62 351	85 470	1954	7 150	1981	11 203	34 850	1979	2098	1959	34
	3	61 590	102 081	1954	16 999	1958	56 020	84 315	1954	1 620	1983	12 798	47 060	1981	656	1960	
Март	1—3	69 694	92 982	1954	38 160	1983	—	—	—	—	—	11 770	35 868	1981	1967	1960	34
	1	61 351	91 305	1954	12 410	1966	51 982	83 100	1964	2 185	1958	9 464	31 230	1983	352	1958	
	2	48 949	92 567	1954	3 147	1962	45 098	80 850	1954	715	1962	10 887	42 860	1984	874	1957	34
Апрель	3	35 874	83 650	1954	12 300	1977	33 441	84 320	1969	—	—	11 404	36 000	1982	787	1958	
	1—3	49 451	88 915	1969	3 555	1958	—	—	—	—	—	12 569	27 930	1979	1500	1976	
	1	26 282	68 300	1954	—	—	27 833	57 400	1954	—	—	12 995	52 150	1969	360	1975	14
	2	16 035	42 480	1954	—	—	18 900	1 890	1954	—	—	10 139	23 580	1954	—	—	
	3	7 802	17 688	1954	—	—	—	—	—	—	—	4 202	5 240	1964	—	—	
	1—3	19 388	45 725	1969	—	—	—	—	—	—	—	11 344	45 724	1969	—	—	

Примечание. Средние показатели вычислены по значениям S₁ в экстремально и аномально холодные зимы.

за многолетний ряд размеров. Общая площадь льда и припая несколько превысила 80 000 км².

В течение всего ледового сезона до середины марта при последовательном перемещении к югу границы льда, но относительно стабильной его площади происходило непрерывное увеличение мощности льда за счет нарастания толщины (H_1). Экстремум H_1 в середине февраля был несколько более 50 см в западных районах Северного Каспия.

уменьшилась с 94 320 км² в конце марта до 34 300 км² к середине апреля.

Резкий контраст ледовитости в начале и в конце ледового сезона отмечен в холодном полугодии 1971-72 г. Позднее ледообразование (в середине декабря) в экстремально теплое предзимье сменилось в начале января бурным развитием ледовых процессов на акватории всего Северного Каспия, последовавшего за установлением исключи-

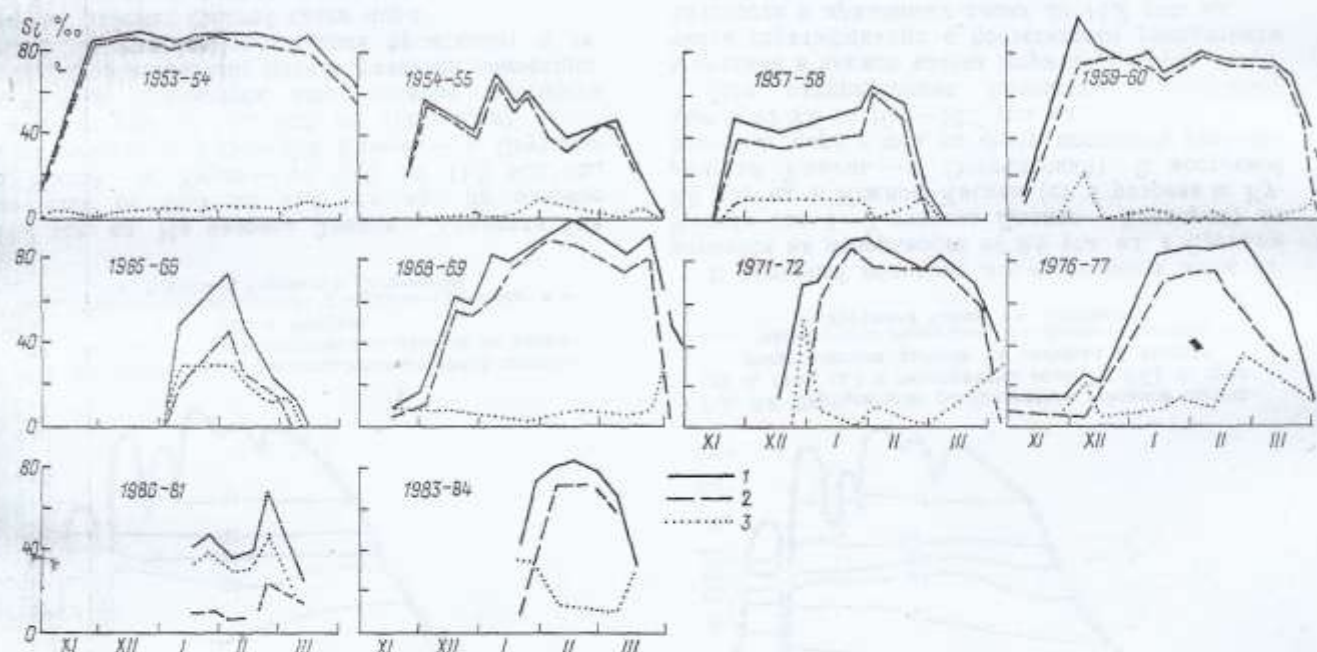


Рис. 8.4. Изменение площади льда Северного Каспия в периоды развития и разрушения ледяного покрова в различные зимы. 1 — общая площадь льда; 2 — площадь припая; 3 — площадь плавучего льда.

пия и 75 см — в восточных. Площадь припая в течение всей зимы составляла 90 % общей площади льда, достигнув в начале февраля 87 780 км². При максимальной за зиму общей площади льда (достигшей в феврале 103 516 км²) и экстремально большой толщине льда можно считать, что в первой декаде февраля 1954 г. наблюдалась экстремальная в многолетнем ряду мощность льда Каспийского моря и наибольшая его ледовитость (рис. 8.4).

В холодном полугодии 1968-69 г. ледовые процессы протекали не столь бурно, как в 1953-54 г. В предзимье (октябрь—декабрь) преобладали незначительные аномалии температуры воздуха. Максимальные их значения (несколько ниже —7... —8 °C) наблюдались в феврале. Очаг отрицательных аномалий температуры располагался у восточного побережья, что обусловило неравномерное формирование и развитие ледяного покрова по сравнению с противоположным берегом. Общая площадь льда, последовательно повышаясь, составила к концу декабря лишь 59 880 км². Наибольшего развития ледяной покров достиг в середине февраля, когда льдом покрылась почти вся акватория Северного Каспия ($S_{\text{общ}} = 90 080 \text{ км}^2$), и часть плавучих льдов была вынесена в Средний Каспий. Процесс разрушения ледяного покрова, начавшийся в конце марта, протекал исключительно активно. В результате общая площадь льда

тально сильных и устойчивых морозов. Максимум общей площади льда в начале февраля составил 91 140 км². Разрушение ледяного покрова в марте протекало так же активно, как и его развитие (рис. 8.4).

Как явствует из рис. 8.4, каждый из рассмотренных сезонов характеризовался небольшой (1971-72 г.), средней (1968-69 г.) и экстремально большой (1953-54 г.) ледовитостью в начале ледового сезона и аномально большой ледовитостью во второй его половине (в январе—апреле).

В средние (нормальные) по суровости зимы общая площадь льда даже в период наибольшего развития, в конце января — начале февраля, не превышает 71 000 км². Площадь припая, как и общая площадь льда, характеризуется явно выраженной сезонной изменчивостью с максимумом в середине зимы (табл. 8.12). Закономерного распределения площади плавучего льда в течение ледового сезона не наблюдаются (рис. 8.4).

В годы с кратковременными затаками холодного воздуха на акваторию моря и чередованием в течение предзимья и зимы волн холода и потеплений наблюдаются неоднократные появления и исчезновения льда, а следовательно, и резкие колебания его площади. Примером ледовых сезонов с неустойчивым состоянием ледяного покрова служат аномально теплые полугодия 1956-66, 1980—81, 1982-83 гг. Как правило, в такие годы площадь

Таблица 8.13

Осредненный коэффициент динамичности $K_{дин}$
в течение ледового сезона

X	XI	XII	I	II	III	IV
0,09	0,16	0,21	0,28	0,18	0,32	0,75

плавающего льда оказывается больше площади припая на протяжении всего ледового сезона (рис. 8.4).

Степень неустойчивости ледяного покрова можно выразить безразмерным «коэффициентом динамичности льда»:

$$K_{дин} = S_{пл}/S_{обш}, \quad (8.27)$$

который равен отношению площади плавающего льда ($S_{пл}$) к общей площади льда ($S_{обш}$). Коэффициент динамичности резко возрастает в период разрушения льда (0,75) и бывает достаточно высоким в зимы с неустойчивым ледяным покровом. Максимальное его значение ($K_{дин} = 1$) характерно для периода становления льда осенью или активного его разрушения весной, когда почти вся акватория моря оказывается покрытой плавающим льдом (табл. 8.13).

До оценки мощности ледяного покрова $M_i = \rho_i S_i H_i$, определяемой его объемом $V_i = S_i H_i$,

следует остановиться на особенностях вертикального развития льда.

Толщина льда Каспия характеризуется большой неоднородностью по акватории моря, покрытой льдом, значительной изменчивостью H_i в течение зимы и от года к году.

Наибольшей толщины ровный припай достигает в северо-восточном районе моря, где толщина льда в отдельные зимы может составлять 80—100 см и несколько более (1936-37, 1950-51, 1953-54 гг.), в то время как в северо-западных участках моря максимальная толщина ровного припая не превышает 50—65 см (табл. 8.14) и по направлению к югу постепенно уменьшается. В закрытых бухтах и заливах восточного побережья Среднего Каспия максимальная толщина льда составляет в зал. Александр-Бай (46 см), в бух. Кендерли (42 см), в Красноводском заливе (30 см). У западного побережья Среднего Каспия толщина льда, образовавшегося на месте («местный лед»), не превышает 25 см у Махачкалы, 20 см у Дербента и 10 см у Низовой Пристани.

Определенную роль в неравномерности нарастания и распределения толщины ледяного покрова играют атмосферные процессы холодного полугодия, обуславливающие контактный теплообмен на поверхности льда. При устойчивом меридиональном переносе воздушных масс как в западном, так и в восточном районах Северного Каспия

Таблица 8.14

Толщина припая (H_i , см) у побережья Каспийского моря (по декадам)

Стация, л. лет	Характеристика	XII			I			II			III			Абс. макс. (год)
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	
Большой Пешной, л = 50	Среди. Макс. Год	16 33	23 41	32 60	38 75	47 78	52 76	56 86	59 88	60 96	59 96	59 96	45 85	96 (1961) 120 (1956)
Жилая Коса, л = 12	Среди. Макс. Год	17 27	23 54	35 68	41 72	48 75	53 77	59 88	60 94	62 95	64 96	60 96	58 86	97 (1928, 1931)
Искусственный остров, л = 35	Среди. Макс. Год	0 15	4 18	7 28	22 39	30 52	34 54	42 56	48 56	46 56	— 54	— 35	— 35	56 (1932, 1943) 75 (1954)
Остров Укатыный (Жесткий), л = 14	Среди. Макс. Год	— 28	12 36	18 43	23 46	28 47	30 53	31 54	32 56	30 60	— 60	— 56	— 30	60 (1954, 1959)
Остров Чистой Банки, л = 19, по [113]	Среди. Макс. Год	7 23	10 23	13 26	15 28	22 42	25 56	29 69	33 70	34 69	32 67	26 59	— 58	70 (1950)
Остров Кулалы, бухта, л = 42, по [113]	Среди. Макс. Год	18 27	19 41	22 51	23 57	27 62	30 68	35 76	42 75	42 64	42 57	42 49	42 43	76 (1972)
Форт-Шевченко, л = 56, по [113]	Среди. Макс. Год	11 20	17 40	18 42	18 44	20 46	25 51	29 65	33 73	34 84	33 77	33 65	33 56	84 (нс)
Остров Тюлений, л = 41	Среди. Макс. Год	0 —	8 14	11 20	14 20	15 23	16 40	18 53	19 53	15 53	15 49	11 53	— —	58 (1972)
Махачкала, л = 56	Среди. Макс. Год	6 17	4 16	5 —	9 10	12 15	13 15	12 24	17 20	12 18	— 20	— —	— —	24 (1954), 45 (1933)
Изберг, л = 31	Среди. Макс. Год	— —	— —	— —	— —	— —	10 1954	— —	— —	— —	— —	— —	— —	—
Александр-Бай, л = 24	Среди. Макс. Год	5 10	8 18	21 40	22 46	28 40	16 40	10 28	7 22	— 18	— —	— 24	— —	46 (1949)

толщина льда превышает норму (или достигает максимальных значений) при сравнительно небольшом различии в обоих районах (зимы 1941-42, 1949-50, 1953-54 гг.). В случае широтного восточно-западного переноса воздушных масс (в годы активизации сибирского максимума) наблюдаются резкие контрасты в толщине льда между западным и восточным районами моря, что является следствием отепляющего влияния моря и трансформации

Изменчивость осредненной толщины льда для отдельных пунктов северного побережья Каспия от декады к декаде показана на рис. 8.6.

Максимальная толщина льда обычно бывает в феврале. Однако в зависимости от гидрометеорологических условий зимы в отдельные годы максимум H_i может смещаться в сторону более ранних или поздних сроков. Как следует из временного хода H_i (табл. 8.14), в аномально теплые

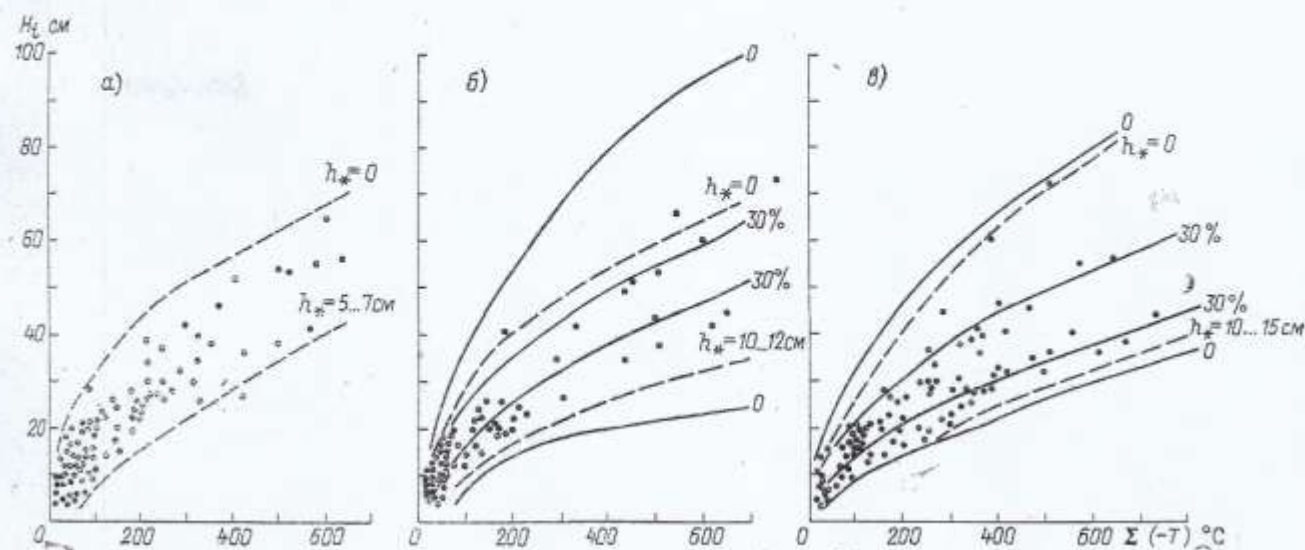


Рис. 8.5. Зависимость толщины льда от суммы градусо-дней мороза с учетом высоты снежного покрова (h_*).
а — Искусственный остров; б — Остров Тюлений; в — Остров Кулалы.

воздушных масс. Так, зимой 1936-37 г. максимальная толщина ровного припая у северо-восточного побережья достигла 87 см, у северо-западного — не превышала 40 см. В ледовый сезон 1950-51 г. абсолютный экстремум толщины ровного припая ($H_i = 102 \text{ см}$) зафиксирован также у северо-восточного побережья; у противоположного берега толщина льда изменялась в пределах 50—55 см.

Интенсивное нарастание толщины льда происходит первые 20—30 дней с момента ледообразования, когда значения H_i увеличиваются на 10—15 см за декаду. В дальнейшем приращение льда замедляется. Интенсивность нарастания толщины ровного припая (бесснежного и покрытого снегом) в течение зимы отражена на графиках зависимости толщины льда от суммы градусо-дней мороза. Они построены для трех станций — Остров Кулалы, Искусственный остров и Остров Тюлений (рис. 8.5). На поле графиков $H_i = f(\Sigma(-T))$ серия кривых соответствует различной толщине льда при заданной $\Sigma(-T)$, вычисленной за период с 1932 по 1975 г. [61]. Распределение точек дано по материалам наблюдений с 1950 по 1982 г. Верхняя огибающая кривая соответствует нарастанию гладкого припая, нижняя — приращению заснеженного льда с высотой снежного покрова до 8—12 см. Как следует из расположения кривых связи $H_i = f(\Sigma(-T))$, интенсивность приращения толщины припая в ледовый сезон ослабевает не только с увеличением его вертикальных размеров (а следовательно, и в результате замедления внутриледного теплообмена), но и с увеличением степени заснеженности льда.

зимы при чередовании волн холода с продолжительными оттепелями припай не получает за ледовый сезон достаточного вертикального развития и максимум H_i отмечается в декабре. Вероятность ранних максимумов не превышает 6,9—8,7 %. Зимой 1977-78 г. максимум $H_i = 30 \text{ см}$ у о. Пешного пришелся на 25 декабря. Столь же ранние сроки установления максимумов $H_i = 21...34 \text{ см}$ отмечены у о. Кулалы в декабре 1952 г. и у о. Чистой Банки в 1959 г.

В аномально холодные полугодия с затяжными морозами ледяной покров продолжает нарастать по толщине до середины или до конца марта. Поздним (11—13 марта) было наступление максимума H_i зимой 1953-54 г. в районе Белинского банка ($H_i = 51 \text{ см}$), Гурьева ($H_i = 76 \text{ см}$) и у о. Кулалы ($H_i = 54 \text{ см}$). Зимой 1951-52 г. установление белых льдов ($H_i \geq 30 \text{ см}$) на взморье Волги задержалось до конца марта.

Пространственное распределение абсолютных экстремумов толщины ровного припая в исключительно ледовитые зимы отражено на картах справочного пособия [113].

Для открытых районов Северного Каспия оценка вертикальных размеров припая и плавучего льда на отдельных этапах ледового сезона дается по возрастным видам льда. Распределение частоты появления возрастных видов и форм плавучего льда ($P\%$) в течение зимы по декадам и осредненные их значения по месяцам и периодам ледового сезона приведены в табл. 8.15.

Результаты обобщения и анализа показали, что при раннем ледообразовании (в октябре — начале

ноября), вдоль открытого побережья Северного Каспия формируются лишь начальные виды льда и нилас ($P = 100\%$). В течение зимы происходят два параллельных процесса. С одной стороны, при каждом похолодании практически всю зиму не прекращается образование ниласового льда (табл. 8.15). Максимальная его частота (18,7 %) приходится на третью декаду января. В дальнейшем вероятность образования ниласа уменьшается. С другой стороны, в течение всего ледового сезона отмечается непрерывный переход одних возрастных видов в другие по схеме: нилас — серый — серо-белый — белый лед.

Серо-белый лед (толщиной 15—30 см) устанавливается в начале декабря ($P = 27,3\%$). Максимальная повторяемость серых льдов (17,6 %) приходится на конец декабря, серо-белых — на первую декаду февраля ($P = 13,2\%$). Припай в мористых участках может переходить в стадию белого льда толщиной $H_l = 30$ см только в третьей декаде декабря. Вероятность появления припая в декабре не превышает 7,3 %. По характеру распределения частот белого льда видно, что наибольшая его повторяемость (14,5—15,3 %) характерна для февраля (табл. 8.15).

Распределение частоты появления возрастных видов плавучего льда свидетельствует об определенной закономерности их развития в течение ледового сезона и зависимости от толщины припая. В начале предзимья (октябрь—ноябрь) образуется тонкий ниласовый лед в виде склянки (ледообразование в безветренную погоду) или блинчатых образований (процесс появления льда связан с ветром). Повторяемость ниласа последовательно уменьшается со 100 % в октябре до 36 % в конце

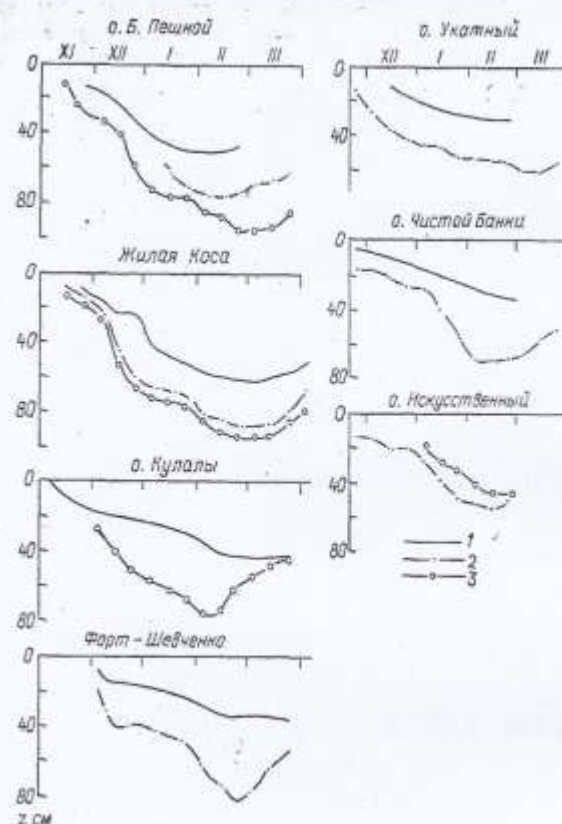


Рис. 8.6. Изменение средних и экстремальных значений толщины припая в течение ледового сезона в мягкие (1), умеренные (2) и холодные (3) зимы.

Таблица 8.15

Повторяемость ($P\%$) различных возрастных видов припая и плавучего льда в открытом море (за зимы с 1960-61 по 1984-85 г.)

Месяц (период)	Декада	Припай					Плавучий лед				
		нилас	серый	серо-белый	белый	и лет	нилас	серый	серо-белый	белый	и лет
Октябрь	3	100,0	—	—	—	1	100,0	—	—	—	1
Ноябрь	1	100,0	—	—	—	2	100,0	—	—	—	3
	2	71,5	28,5	—	—	7	80,0	20,0	—	—	5
	3	40,0	60,0	—	—	5	77,8	22,2	—	—	9
Декабрь	1-3	64,3	35,7	—	—	—	82,4	17,6	—	—	17
	1	45,4	27,3	27,3	—	11	66,6	16,7	16,7	—	12
	2	40,0	46,7	13,3	—	15	71,4	28,6	—	—	14
Январь	3	16,6	41,6	36,5	7,3	41	35,7	39,3	25,0	—	28
	1-3	28,6	34,3	29,8	7,3	—	51,9	31,5	16,6	—	54
	1	10,7	35,7	42,9	10,7	28	38,9	38,9	22,2	—	18
Февраль	2	2,5	22,5	45,5	30,0	40	20,0	47,5	32,5	—	40
	3	16,7	24,1	31,4	27,8	54	34,4	37,5	21,9	6,2	32
	1-3	10,6	26,2	38,6	24,6	—	28,9	42,3	26,6	2,2	90
Март	1	4,2	16,6	39,6	39,6	48	27,0	21,6	37,9	13,5	37
	2	2,4	9,5	40,5	47,6	42	13,2	31,6	42,0	13,2	38
	3	2,4	19,5	36,6	41,5	41	24,2	24,2	37,5	15,1	33
Апрель	1-3	3,0	15,3	38,9	42,8	—	21,3	25,9	38,9	13,9	108
	1	7,9	18,4	28,2	44,5	38	15,4	23,1	46,1	15,4	26
	2	0,0	14,8	29,6	55,6	27	10,7	17,9	50,0	21,4	28
Май	3	6,2	12,5	31,3	50,0	16	0,0	36,8	36,8	26,4	19
	1-3	4,9	16,0	29,6	49,5	—	8,3	25,0	45,9	20,8	73
	1	—	—	33,3	66,7	3	8,4	25,0	33,3	33,3	12
Июнь	2	—	—	—	—	—	0,0	80,0	20,0	—	5
	1-2	—	—	—	—	—	5,9	41,2	29,4	23,5	17
X—XII	—	32,9	39,1	24,4	3,6	82	59,7	29,8	10,5	0,0	72
I—III	—	6,2	19,3	36,5	38,0	337	19,5	31,8	36,2	12,5	287
X—III	—	11,4	21,2	34,2	21,2	419	27,7	30,9	31,4	10,0	359

декабря. К середине ноября вследствие нарастания склянка переходит в стадию серого и серо-белого льда, вероятность чего к середине января, возрастает до 47,5 % (табл. 8.15). В аномально холодные зимы толщина плавучего льда, как и припая, достигает 20—30 см в начале декабря ($P = 16,7\%$).

Плавучий лед толщиной более 30 см чаще всего образуется в результате взлома припая, реже является следствием воздействия термических факторов — приращения толщины ледяных полей и крупнобитого льда за счет процессов теплообмена в толще льда и на его границах. Вероятность появления белого льда последовательно увеличивается с 6 % в конце декабря до 33 % в начале апреля.

Вероятность появления ниласового льда систематически уменьшается от начала ледообразования (октябрь — 100 %) до момента интенсивного разрушения льда (март — 9,4 %). Большая вероятность появления серого льда отмечается в период предзимья, максимум (40,1 %) приходится на середину декабря. Вероятность появления серо-белого льда с декабря по апрель колеблется в незначительных пределах. Белый лед, устанавливаясь только в декабре ($P = 4,5\%$), становится преобладающим во второй половине ледового сезона. Вероятность его образования в феврале, марте и апреле соответственно составляет 42,8; 49,5 и 66,7 %.

Среди плавучего льда ниласовый лед в форме склянки, блинчатого и битого льда наблюдается в течение всей зимы. Вероятность его образования в предзимье понижается от октября ($P = 100\%$) к декабрю ($P = 28,6\%$). Рост повторяемости ниласового льда во второй половине зимы можно объяснить либо повторными ледообразованиями при весеннем возврате холодов, либо увеличением площади мелкобитого льда округлой формы (образующегося в результате дробления плавучего льда), принимаемого за блинчатый лед.

Высокая повторяемость ниласового льда в предзимье и в середине зимы является либо следствием разрушения неустойчивого припая, образующегося позже нормальных сроков, либо следствием обра-

зования в период ранних похолоданий обширных площадей ниласового льда за пределами припая.

Серый и серо-белый плавучий лед чаще наблюдается в форме крупнобитых образований и ледяных полей, оказывающихся более устойчивыми к механическому разрушению под действием ветра и волнения. Вероятность появления крупнобитого серого льда значительна до окончательного установления припая (конец декабря, $P = 21,4\%$) и в конце зимы, когда происходят интенсивный взлом припая и дробление плавучего льда (апрель, $P = 40,0\%$, табл. 8.16).

Серо-белый и белый, более мощный плавучий лед, наблюдается в основном в виде ледяных полей, вероятность появления которых увеличивается от начала декабря (41,7 %) до конца марта (89,5 %). Белый лед толщиной более 30 см сохраняется в течение зимы в форме крупнобитого льда и ледяных полей. Сравнительно высокая повторяемость мелко- и крупнобитого льда (до 25—50 %) свидетельствует о непрерывных динамических деформациях (дроблении) ледяного покрова в течение зимы (табл. 8.16).

Как отмечалось выше, в начальный период развития ледяного покрова быстрое перемещение границы молодого льда, увеличение площади и толщины припая обуславливаются термическими факторами. Числовым показателем последних служит сумма градусо-дней мороза. Зависимость общей площади льда и площади припая от $\sum(-T)$ для предзимья оказалась явно выраженной ($r = 0,66$).

Во второй половине ледового сезона усиливается влияние на ледяной покров динамических факторов, обуславливающих взлом припая, сжатия и разрежения льда, а также процессы наслоения и торосообразования. В таких случаях связь площади льда с термическими условиями нарушается.

Установившийся к середине зимы ледяной покров под действием касательного напряжения ветра, волнения и подъема уровня в прикромочной зоне подвергается взлому и последующим за ним процессам сжатия плавучего льда на одних участках и разрежения — на других.

Таблица 8.16

Повторяемость ($P\%$) различных форм плавучего льда для открытой части Северного Каспия по декадам и в целом за предзимье (октябрь—декабрь), зиму (январь—март) и холодное полугодие (октябрь—март)

Месяц	Декада	Склянка, блинчатый лед	Мелкобитый лед	Крупнобитый лед	Ледяные поля	Число случаев	Месяц (период)	Декада	Склянка, блинчатый лед	Мелкобитый лед	Крупнобитый лед	Ледяные поля	Число случаев
Октябрь	3	100,0				3	Февраль	1	16,7	2,7	10,8	70,3	37
Ноябрь	1	66,7			33,3	5		2	7,9	13,2	5,2	73,7	38
	2	60,0			40,0	9		3	15,1	0,0	6,1	78,8	33
	3	44,4		11,1	44,5			1—3	13,0	5,6	7,4	74,0	108
Декабрь	1—3	52,9		5,9	41,2	12	Март	1	7,7	7,7	3,8	80,8	26
	1	8,3	25,0	25,0	41,7	14		2	7,1	0,0	7,1	85,6	28
	2	21,4	7,1	14,3	57,2	28		3	0,0	0,0	10,5	89,5	19
	3	14,3	3,6	21,4	60,7	54		1—3	4,2	2,8	6,9	86,1	73
Январь	1—3	14,8	11,1	22,2	51,9	18	Апрель	1	8,3	8,3	16,6	66,8	12
	1	16,7	0,0	5,6	77,7	40		2	0,0	20,0	40,0	40,0	5
	2	7,5	2,5	12,5	77,5	32		3					
	3	12,5	9,4	12,5	65,6	90		1—2	5,9	11,8	23,5	58,8	17
	1—3	11,1	4,4	11,1	73,4		X—XI	—	25,0	8,3	18,1	46,8	72
							I—III	—	9,8	4,9	9,4	75,9	287
							X—III	—	12,8	5,6	11,1	70,5	359

На северо-западе Каспия взлом припая происходит при восточных и юго-восточных ветрах силой 4—5 баллов и более. В районе Уральской бороздины неустойчивый припай взламывается при северных и северо-восточных ветрах, превышающих 4—5 баллов.

Наиболее сложным является процесс сжатия льда, сопровождаемый образованием (в результате надвигов и подсовов) зон наслоений близ границы припая и в ледяных полях. Наслоенный

Анализ снимков ИСЗ «Метеор» за 1980—1983 гг. [61] позволил выделить в Северном Каспии зоны устойчивого припая (ранее называемые рыбаками «уторой»). Граница его прослеживается не только по возрастным видам льда, но и по положению заприпайных полыней, фактически не фиксируемых при ледовой авиаразведке.

При устойчивом и сильном ветре северо-восточной четверти (более 10 м/с) на взморье Волги образуется заприпайная полынья, вытянутая с юго-

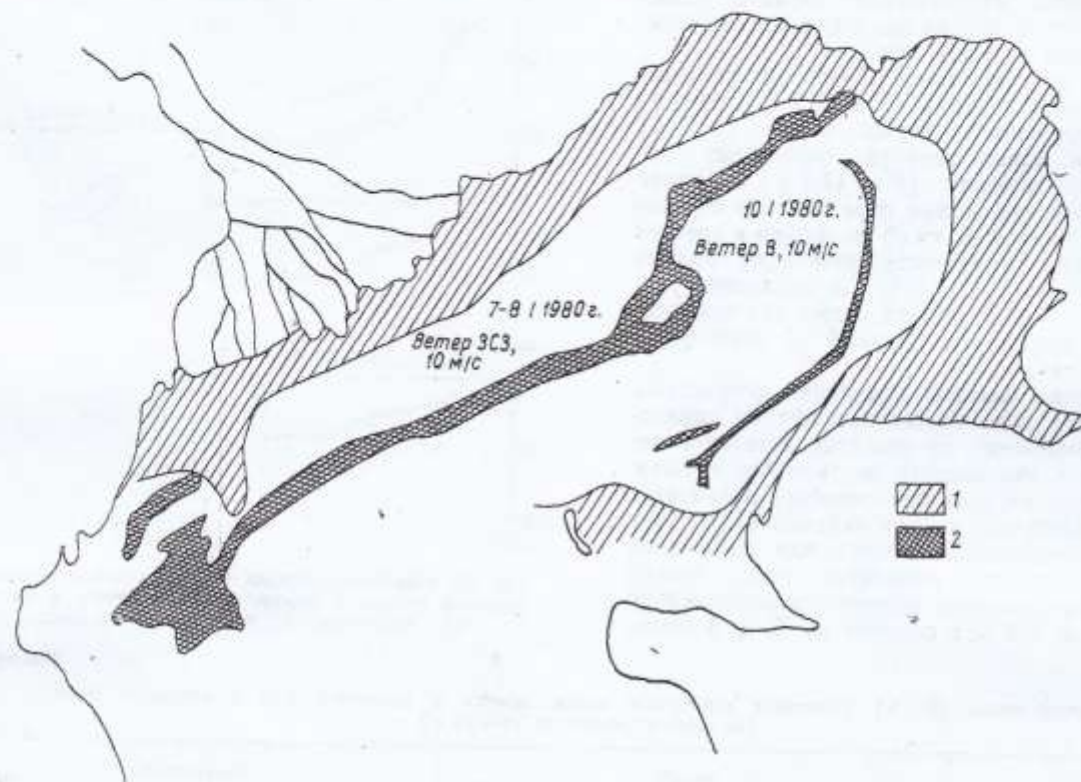


Рис. 8.7. Положение зон устойчивого припая (1) и заприпайных полыней (2), по [68].

лед имеет почти ровную поверхность с незначительным возвышением к середине зоны. Обычно зоны наслоений представляют собой длинные и широкие полосы, параллельные кромке припая и перпендикулярные к преобладающему зимой направлению ветра. К концу января зоны наслоенного льда достигают о. Тюленьего, а в отдельные зимы — опускаются южнее. У кромки плавающего льда также происходит интенсивное наслоение ледяных полей и крупнобитого льда. В результате их смерзания образуется слоистый лед толщиной до 1,5—2 м и более.

Резкое уменьшение площадей припая и плавающего льда происходит даже при сильных морозах, сопровождаемых штормовыми ветрами, вследствие наслоений и образования торосов.

Наиболее устойчивым к динамическому воздействию (разрушению) оказывается припай, образующийся на мелководье, ограниченном 1—2-метровой изобатой, при первом сильном похолодании в ноябре — начале декабря. За его пределами располагается менее прочный припай позднего образования, легко разрушающийся под действием ветра.

запада на северо-восток, шириной от нескольких сот метров до 10 миль, протяженностью 50—100 миль и более [60]. В случае изменения северо-восточного ветра на юго-восточный ледовая обстановка резко меняется. Сильный и устойчивый «нажимный» ветер вызывает сжатие и торошение плавающего льда, образовавшегося при взломе припая. Заприпайная полынья на взморье Волги «закрывается», а к югу от Уральской бороздины создается вторая, менее обширная полынья. Схема расположения полыней, зафиксированных ИСЗ в январе 1980 г., представлена на (рис. 8.7).

Следствием торосообразования является установление на границе устойчивого (и в зоне неустойчивого) припая гряд торосов, перпендикулярных направлению ветра, вызвавшего торошение. В средние по ледовитости зимы зона повышенной торосистости занимает более обширную акваторию, расположенную за пределами устойчивого припая. В суровые зимы припай оказывается более устойчивым, поэтому степень торосистости и ширина зон торосов оказываются меньше, чем в мягкие зимы (рис. 8.8).

Для активного торосообразования характерно как возникновение гряд торосов, так и появление стамух, сидящих на грунте (рис. 8.9), что сильно увеличивает общую мощность ледяного покрова и сказывается на его объеме. Стамухи возвышаются над поверхностью льда на 2—4, а местами — на 6 м и более.

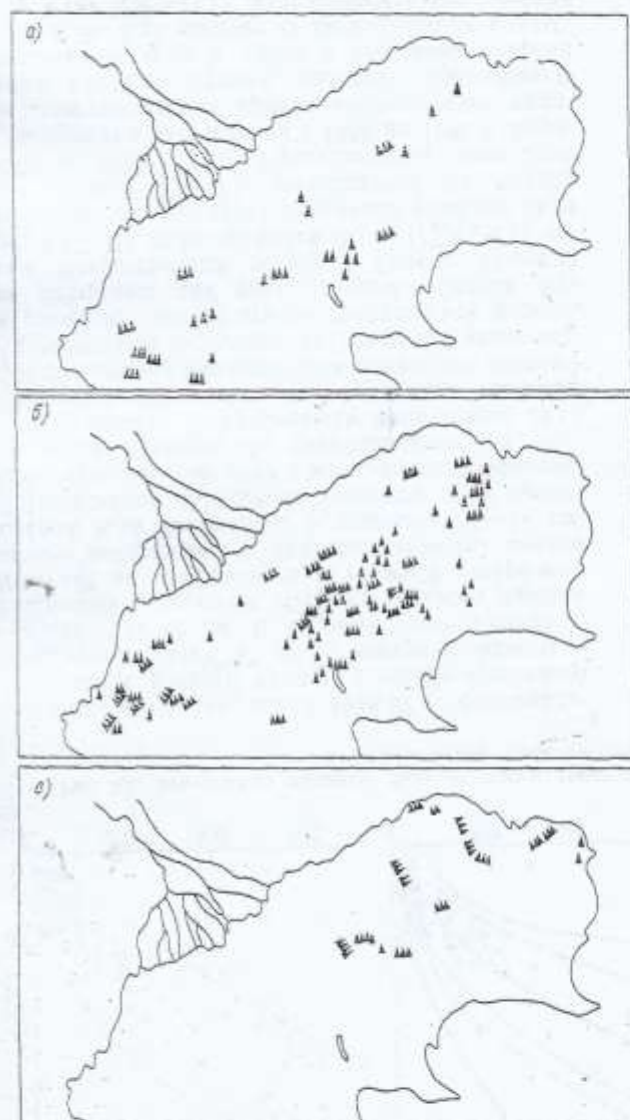


Рис. 8.8. Расположение гряд торосов в Северном Каспии в суровые (а), умеренные (б) и мягкие (в) зимы, по [67].

На настоящем этапе исследований ни данные ледовой аэразведки (освещающие далеко не всю акваторию моря, покрытую льдом), ни снимки ледяного покрова с ИСЗ (дешифровка которых еще не усовершенствована) не позволили вычислить истинный объем льда с учетом площади распространения торосов и стамух и их вертикальных размеров (возвышения над поверхностью льда и их подледная часть). Поэтому объем льда вычислялся в основном по площади участков льда, однородного по возрастному виду.

В течение зимы площадь ниласового льда в среднем изменяется от 3000 до 150 000 км². При сравнительно позднем ледообразовании (в декабре) нилас может распространяться у побережья на площади до 25 000—40 000 км² и несколько более. Площадь серого припая (толщиной до 15 см) в начале и конце ледового сезона не превышает

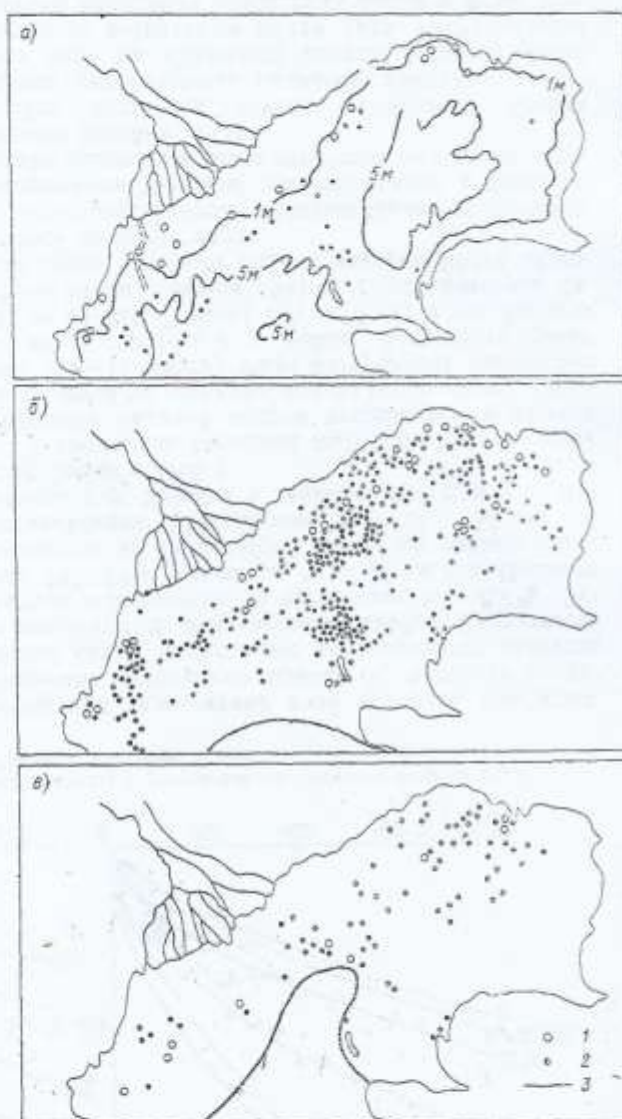


Рис. 8.9. Расположение стамух в Северном Каспии в суровые (а), умеренные (б) и мягкие (в) зимы, по [68].

1, 2 — стамухи осеннего и зимнего происхождения соответственно; 3 — максимальное положение кромки льда.

5000—7000 км². Наибольшие горизонтальные размеры серого припая бывают в первой половине февраля. Припай толщиной 15—30 см (серо-белый лед) устанавливается обычно в начале декабря. В начале января он получает максимальное распространение по площади, превышающей 34 000 км². В последующем площадь серо-белого льда уменьшается не только при взломах, но и в результате качественного перехода его в белый лед. Средние значения площади белого льда тол-

Таблица 8.17

Площадь припая различных возрастных видов (км²) в Северном Каспии (1960—1985 гг.)

Характеристика	XI			XII			I			II			III			IV
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1
Нилас																
Средн.	4 890	10 006	2 932	6 328	15 593	6 805	3 583	нс	6 020	9 120	—	—	8 463	—	—	—
Макс.	7 630	20 020	5 150	25 110	26 800	41 520	5 240	11 080	13 600	10 365	5 720	22 830	11 440	7 150	17 840	—
Год	1963	1963	1961	1964	1968	1967	1964	1975	1984	1976	1976	1967	1983	1970	1963	—
Серый лед																
Средн.	—	5 540	19 466	7 143	15 325	11 646	21 351	15 380	10 441	7 735	9 466	6 831	7 350	6 337	—	—
Макс.	—	7 500	41 038	11 440	30 800	27 190	62 150	61 400	41 520	30 030	18 590	14 640	12 140	6 420	2 500	—
Год	—	1975	1960	1969	1969	1962	1972	1975	1968	1966	1976	1961	1972	1981	1970	—
Серо-белый лед																
Средн.	—	—	—	20 091	5 540	34 182	37 262	23 695	22 129	20 532	16 015	15 356	12 080	9 405	1 054	—
Макс.	—	—	—	29 390	6 080	65 000	68 510	59 700	60 970	69 600	71 500	52 200	25 720	24 320	17 120	13 900
Год	—	—	—	1970	1966	1962	1977	1965	1961	1978	1984	1975	1964	1975	1963	1964
Белый лед																
Средн.	—	—	—	—	—	11 767	46 281	45 551	52 786	55 872	51 675	44 591	43 216	37 094	35 760	21 000
Макс.	—	—	—	—	—	14 850	67 200	75 150	86 750	80 060	85 600	75 780	78 600	75 780	84 320	28 400
Год	—	—	—	—	—	1960	1969	1969	1972	1972	1969	1972	1972	1969	1969	1964

щиной более 30 см увеличиваются с первой декады декабря (11 767 км²) до первой декады февраля (55 872 км²), а затем последовательно уменьшаются к началу апреля (табл. 8.17).

Объемы припая и плавучего льда различных возрастных видов вычислены по значениям их площадей с учетом диапазона изменения толщины данного вида льда и особенностей зимы. При оценке объема белого льда использована его максимальная за зиму толщина, наблюдаемая на ГМС.

В начале ледообразования (в ноябре) объем льда (V_i) невелик: менее 2 км³. Его последовательное увеличение, соответствующее росту толщины льда и площади распространения, происходит с середины ноября до середины февраля. Затем начинается последовательное его уменьшение до середины апреля (табл. 8.18). Кривая многолетнего изменения объема льда в течение зимы фактически симметрична относительно своего максимума в середине февраля.

В экстремально ледовитые зимы увеличивается крутизна кривых роста и понижения (падения) объема льда, что свидетельствует о большей интенсивности процессов формирования и разрушения ледяного покрова по сравнению с зимами со средней и максимальной ледовитостью. Так, в холодную зиму 1966-67 г. интенсивность приращения объема льда от минимума в начале ноября до максимума в феврале составила 6,48 км³ за декаду. В экстремально холодные зимы приращение объема льда достигло 8,90 км³/дек в 1968-69 г. и 6,79 км³/дек в 1971-72 г. Период роста объема льда длился 7—10 декад (2—3 мес.).

Интенсивность уменьшения объема льда в период его ослабления и разрушения значительно превышает скорость его роста. Уменьшение объема льда за декаду весной 1967, 1969 и 1972 гг. составило соответственно 10,7; 9,2 и 16,7 км³. Период уменьшения объема льда (от 4 до 6 дек)

короче периода его роста. В экстремально теплые и малоледовитые зимы (1980-81, 1982-83 гг.) отмеченная закономерность изменения объема льда в течение зимы прослеживается не всегда.

Доля припая в общем объеме льда значительна. В отдельные исключительно холодные зимы (1968-69, 1966-67, 1970-71 гг. и др.) объем припая может составлять 94—98 % общего объема льда. В относительно теплые зимы при неустойчивом ледяном покрове доля припая в общем объеме льда уменьшается до 50—70 %.

Связь общей ледовитости моря (выраженной через общий объем льда) с показателями терми-

Таблица 8.18

Многолетние характеристики объема льда (V_i км³) в открытых районах Северного Каспия за 1960—1985 гг.

Месяц	Декада	Общий объем льда V_i общ			Объем припая V_i прип			Отношение V_i общ/ V_i прип
		средн.	макс.	год	средн.	макс.	год	
Октябрь	3	—	1,43	1965	—	0,85	1976	—
Ноябрь	1	0,32	0,57	1963	0,32	0,57	1964	1,00
	2	1,07	2,18	1975	0,72	0,94	1975	0,67
	3	1,72	5,18	1960	1,33	5,13	1960	0,77
Декабрь	1	2,48	7,92	1970	2,24	3,83	1960	0,90
	2	4,00	5,78	1963	2,72	4,92	1968	0,68
	3	9,01	14,97	1962	7,52	16,85	1966	0,84
Январь	1	11,17	31,21	1969	10,72	31,64	1969	0,96
	2	19,17	38,92	1969	16,39	37,82	1969	0,88
	3	21,88	47,84	1969	29,61	46,82	1969	0,94
Февраль	1	24,66	49,22	1972	23,16	38,44	1969	0,94
	2	29,52	63,82	1969	27,56	61,33	1969	0,93
	3	25,38	56,83	1972	22,78	56,83	1972	0,90
Март	1	24,48	61,85	1972	21,76	58,59	1972	0,89
	2	18,76	58,046	1969	16,11	53,06	1969	0,86
	3	13,81	48,21	1972	10,07	43,56	1972	0,73
Апрель	1	8,08	23,31	1972	6,72	20,17	1964	0,74
	2	3,04	8,84	1969	—	—	—	—

ческих условий воздушных масс рассмотрена для ледового сезона в целом. Зависимость максимального за зиму общего объема льда от коэффициента аномальности зимы — обратная. Чем выше значения положительных аномалий температуры воздуха в зимний сезон (январь—март), тем меньше объем льда.

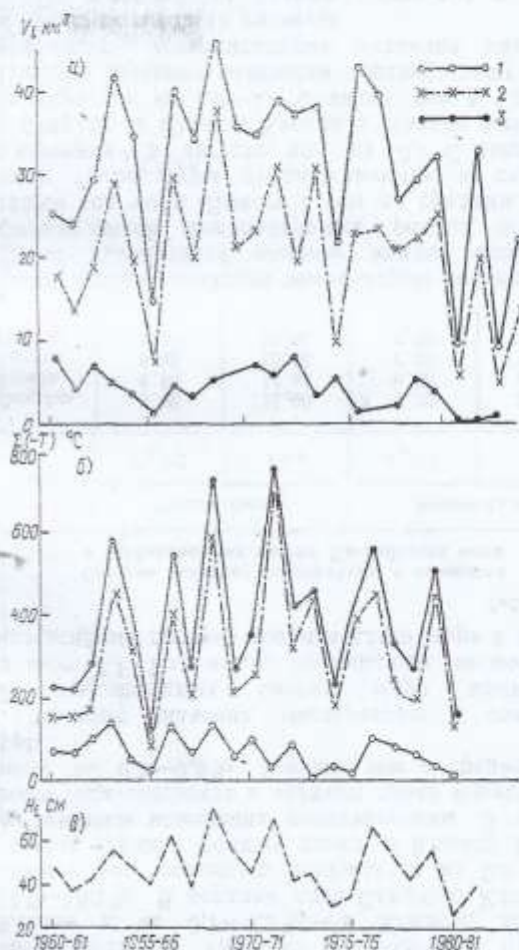


Рис. 8.10. Многолетняя изменчивость максимальных объемов льда (а), суммы градусо-дней мороза (б) и толщин льда (в).

Максимумы: 1 — за октябрь—март; 2 — за октябрь—декабрь; 3 — за январь—март.

При гидрометеорологических условиях, благоприятных для интенсивного развития ледовых процессов [низкие отрицательные значения температуры воздуха, высокие показатели A_T/σ_i и $\Sigma(-T)$], объем льда уже к концу предзимья достигает 12—15 км³ и более. В таких случаях максимальный за зиму объем льда оказывается на 5—10 км³ больше значений, свойственных данному коэффициенту аномальности A_T/σ_i . Так, общий объем льда к концу предзимья составил 12,17 км³ в 1969 г. и 17,47 км³ в 1966 г. При последующих устойчивых морозах быстрое развитие ледяного покрова привело к резкому увеличению объема льда. В результате максимальные за зиму значения V_i достигли 35,87 км³ в 1969-70 г. и 54,90 км³ в 1966-67 г.

Противоположная картина наблюдается при переходе от экстремально и аномально теплых сезонов предзимья к нормальным и суровым синоптическим зимним сезонам. В этих случаях ледяной покров, не получивший достаточного развития в первой половине холодного полугодия (октябрь—декабрь), при последующих резких похолоданиях (январь—март) не успевает достичь объема, свойственного таким морозам в нормальные зимы. К примеру, в конце аномально теплых предзимий 1974, 1977 и 1979 гг. общий объем льда не превышал 5 км³, к концу последующих холодных сезонов он был не более 15—25 км³. Не получает достаточного развития ледяной покров (по объему) и при сохранении небольших отрицательных аномалий от предзимья к зиме. Так было в ледовый сезон 1975-76 г.

Важными показателями изменчивости ледовых условий моря являются многолетние вариации числовых показателей ледовых явлений, отраженных на совмещенном графике многолетней изменчивости различных показателей ледовитости и суровости зим (рис. 8.10).

Результаты анализа многолетней изменчивости общей площади льда (максимальной за зиму и осредненной по периодам октябрь—декабрь, январь—апрель) показали, что тенденция увеличения или уменьшения от года к году площади льда в первой и второй половине ледового сезона не всегда одинакова. Почти каждую четвертую зиму ($P = 23\%$) тенденция увеличения или уменьшения S_i между смежными зимами в первой половине ледового сезона меняется на обратную во второй его половине. Так, площадь льда в предзимье 1951 г. (37 000 км²) была больше, чем в 1950 г. (около 25 300 км²). Различия площадей во второй половине зимы оказались незначительными. Общая площадь льда в октябре—декабре 1952 г. на 20 000 км² превысила таковую в 1953 г.

Также в «противофазах» находилась тенденция изменения S_i первого (октябрь—декабрь) и второго (январь—март) периодов ледового сезона от зимы 1954-55 к зиме 1955-56 г., от 1955-56 к 1956-57 г., от 1969-70 к 1970-71 г. Особенно резко выраженное несоответствие тенденций изменения значений S_i было отмечено от зимы 1972-73 к зиме 1973-74 г. Зимой 1971-72 г. площадь льда от предзимья к зиме увеличилась на 24 000 км², а зимой 1973-74 г. было зафиксировано уменьшение площади льда от предзимья к зиме на 2000 км².

По многолетнему ряду максимальной площади припая выделяется 2—3-летняя периодичность. Интервал между экстремально холодными зимами (1941-42, 1953-54 и 1966-67 гг.), отличающимися большой ледовитостью, составлял 12 и 13 лет. С зимы 1963-64 г. установилась 2—3-летняя периодичность зим с высокой ледовитостью.

Экстремально большая ледовитость, когда максимальная площадь льда превысила 90 000 км², наблюдалась зимой 1950-51, 1953-54 (абсолютный экстремум), 1963-64, 1968-69, 1971-72, 1976-77 гг. Экстремально малая ледовитость, при которой максимальная площадь льда не превышала 75 000 км², отмечалась зимой 1954-55, 1957-58, 1960-61, 1961-62, 1974-75, 1980-81 и 1982-83 гг.

В многолетнем ходе ледовитости моря, представленной общим объемом льда (см. рис. 8.10),

также обнаруживается явно выраженная 2—3-летняя периодичность. Экстремально большая ледовитость (объем льда более 40 км³) повторяется в основном через 5—7 лет (зимой 1963-64, 1968-69, 1975-76 гг.). Экстремально малая ледовитость (общий объем льда около 20 км³ или меньше) отмечена в сезон 1965-66, 1974-75, 1980-81 и 1982-83 гг., периодичность ее от 2 до 6—9 лет. При сопоставлении изменчивости от года к году объема льда (осредненного по сезонам) с его толщиной обнаруживается почти полная идентичность хода кривых (рис. 8.10).

Для районов моря с неустойчивым ледяным покровом (северная часть моря к югу от 45° с. ш. и Средний Каспий) аномальность ледовых условий целесообразно выражать произведением двух модулей ($M_3 = M_1 M_2$) — относительной продолжительностью ледового периода $M_1 = \text{лп}/\text{лп}_{\text{ср}}$ и числа дней со льдом (ч. д. с. л.) $M_2 = (\text{ч. д. с. л.})/(\text{ч. д. с. л.})_{\text{ср}}$.

На акватории Северного Каспия, где лед образуется практически ежегодно ($P = 80...95\%$), модульное произведение, не превышающее 3 ($M_3 \leq 3,0$), соответствует зимам, в течение которых и продолжительность ледового периода, и число дней со льдом значительно больше нормы. Наиболее устойчивые ледовые процессы у обоих побережий отмечены в экстремально ледовитые зимы 1941-42, 1953-54, 1959-60 гг. В зимы 1944-45, 1948-49 и 1966-67 гг. ледовая обстановка у восточного побережья была тяжелее, чем у западного. Это явилось следствием затoka холодного континентального воздуха из среднеазиатских районов в результате распространения на Каспий гребня сибирского максимума. В такие зимы очаги отрицательных аномалий температуры воздуха стационарируют у восточного побережья, где ледовая обстановка в бухтах и заливах вплоть до Красноводска оказывается очень тяжелой. Длительное время сохранялся ледяной покров у восточного побережья (до Красноводска) и отсутствовал на западе в зимы 1934-35, 1944-45, 1950-51, 1964-65 и 1979-80 гг. Более длительным по сравнению с западным был ледовый период у восточного побережья в 1972-73 и 1976-77 гг. Трансформация воздушных масс над морем приводит к установлению вдоль западного побережья более высоких температур воздуха и относительно легких ледовых условий (сказывается тепляющее влияние моря).

В годы активизации арктического максимума, наоборот, у восточного побережья создаются более благоприятные ледовые условия, в то время как в западных районах моря, помимо образования устойчивого местного льда, происходит вынос больших масс тяжелого льда из Северного Каспия в Средний (зимы 1953-54, 1959-60, 1963-64, 1968-69, 1971-72 гг.). Это приводит к резкому увеличению ледовитости и длительному сохранению тяжелого льда у западного побережья Среднего Каспия.

Вынос тяжелого плавучего льда из Северного Каспия в Средний и распространение его вдоль западного побережья до Дербента (а в отдельные зимы — до Апшерона) осуществляется только в экстремально и аномально холодные зимы, когда в Северном Каспии устанавливаются устойчивые ветры северо-восточной четверти. При усилении их до 5—6 баллов и продолжительном сохранении

направления происходит взлом припая к юго-западу от Уральской бороздины (и в самой бороздине) и дрейф мощного плавучего льда на запад к району Жемчужных банок и о. Тюленьему. Здесь под напором поступающих новых порций плавучего льда и под действием стокового течения дрейфующий лед поворачивает сначала на юго-запад, затем на юг к о. Чечень. Плавучий лед, попав в западную часть циклонической циркуляции, под действием господствующих здесь ветров северо-западной четверти перемещается вдоль западного побережья Среднего Каспия на юг.

Наиболее мощный вынос и дрейф льда отмечен в экстремально холодную зиму 1953-54 гг. Вынос льда начался в конце января и продолжался до конца марта. В результате в конце февраля площадь льда у побережья достигла 14 000 км², а объем вынесенного льда составил 6,3 км³.

В 1959-60 г. плавучий лед распространился лишь до устья р. Сулака. В феврале 1964 г. площадь вынесенного льда составила 5613 км², а соответствующий ей объем — около 3 км³.

В зиму 1968-69 г. повторился вынос тяжелого льда из Северного Каспия вдоль западного побережья средней части моря. В конце января площадь распространения плавучего льда составила 7730 км², а объем льда — около 2 км³; лед сохранялся до середины марта.

Примерно такой же интенсивности был вынос к югу тяжелого льда Северного Каспия с начала февраля до начала марта 1972 г. Площадь вынесенного льда достигла 6570 км², а объем — 2,2 км³.

В годы выноса значения условных показателей аномальности ледовых условий в Среднем Каспии — модульного произведения $M_3 = M_1 M_2$ — превышают 5—7 усл. ед. Определенной периодичности в установлении экстремально большой или малой ледовитости и безледных зим у западного побережья не обнаруживается.

Благоприятные в ледовом отношении зимы у западного побережья Среднего Каспия сохранялись с 1932-33 по 1938-39 г. (в течение шести лет подряд), более коротким был безледный период с 1950-51 по 1952-53 г. У восточного побережья Среднего Каспия отсутствие льда зимой в южных его районах отмечалось с 1935-36 по 1941-42, с 1960-61 по 1962-63 и с 1965-66 по 1968-69 гг.

В соответствии с типизацией аномальности термических условий холодного полугодия на Каспии найдены границы девяти типовых сезонов для оценки ледовитости моря по общей площади льда ($S_{\text{общ}}$), площади припая ($S_{\text{при}}$) и по объему льда (V_l):

- экстремально большая или малая ледовитость (ЭБЛ, ЭМЛ);
- аномально большая и малая ледовитость (АБЛ, АМЛ);
- большая и малая ледовитость (БЛ, МЛ);
- относительно большая и малая ледовитость (ОБЛ, ОМЛ);
- средняя ледовитость (СрЛ).

Критерии типовых сезонов для общепринятой и детальной типизации приведены в табл. 8.19.

При экстремально и аномально большой ледовитости общая площадь льда превышает 90 000 км², площадь припая — 5000 км², объем льда — 40—50 км³, толщина льда составляет от 60 до 75 см,

Таблица 8.19

Критерии типизации зим по параметрам ледовитости

№ пп	Ледовитости	Общепринятая типизация	Детальная типизация
По объему льда V_i км ³			
1	Экстремально большая (ЭБЛ)	—	55,69—63,82
2	Аномально большая (АБЛ)	50,99—63,82	49,55—56,68
3	Большая (БЛ)	38,15—50,98	42,41—49,54
4	Относительно большая (ОБЛ)	—	35,27—42,40
5	Средняя (СрЛ)	27,08—38,14	29,16—35,26
6	Относительно малая (ОМЛ)	—	24,00—29,15
7	Малая (МЛ)	17,80—27,07	18,84—23,99
8	Аномально малая (АМЛ)	8,52—17,79	13,68—18,83
9	Экстремально малая (ЭМЛ)	—	8,52—13,67
По общей площади льда $S_{\text{общ}}$ км ²			
1	Экстремально большая (ЭБЛ)	—	95 965—99 838
2	Аномально большая (АБЛ)	92 865—99 838	92 091—95 964
3	Большая (БЛ)	85 891—92 864	88 217—92 090
4	Относительно большая (ОБЛ)	—	84 334—88 216
5	Средняя (СрЛ)	79 388—85 890	80 620—84 333
6	Относительно малая (ОМЛ)	—	77 050—80 619
7	Малая (МЛ)	72 964—79 387	73 480—77 049
8	Аномально малая (АМЛ)	66 340—72 963	69 911—73 479
9	Экстремально малая (ЭМЛ)	—	66 340—69 910
По площади припая $S_{\text{прип}}$ км ²			
1	Экстремально большая (ЭБЛ)	—	88 225—92 980
2	Аномально большая (АБЛ)	86 419—92 980	83 469—88 224
3	Большая (БЛ)	75 837—86 418	78 713—83 468
4	Относительно большая (ОБЛ)	—	73 957—78 712
5	Средняя (СрЛ)	61 830—75 836	66 162—73 956
6	Относительно малая (ОМЛ)	—	55 334—66 161
7	Малая (МЛ)	42 348—61 829	44 506—55 333
8	Аномально малая (АМЛ)	22 850—42 339	33 678—44 505
9	Экстремально малая (ЭМЛ)	—	22 850—33 677

Таблица 8.20

Параметры ледовитости и суровости в экстремальные и аномальные зимы на Северном Каспии

Зима	Максимальные за зиму показатели ледовитости				Показатели аномальности полей температуры		
	Площадь S_i км ²			H_i см	$\Delta T/\sigma_i$		$\Sigma (-T)_{\text{с}}^{\circ}\text{C}$ по району в целом
	припая	плавающего льда	общая		X—III	максимум (сезон)	

Зимы с экстремально и аномально большой ледовитостью

1953-54	87 780	23 580	103 573	70	нс	-2,26	-2,40 (I—III)	-1 054
1968-69	88 820	52 150	99 838	70	63,82	-0,94	-2,01 (I—IV)	-752
1966-67	92 980	25 110	98 650	70	54,90	-0,28	-0,36 (X—XII)	-560
1950-51	60 900	30 300	97 050	60	нс	-0,42	-0,62 (I—IV)	-663
1963-64	89 960	30 590	98 660	60	43,86	-0,21	-0,55 (I—III)	-597
1976-77	76 490	34 700	91 500	60	40,31	-0,41	-1,71 (X—XII)	-492
1971-72	89 960	51 710	91 140	75	61,85	-0,18	-1,91 (I—III)	-799

Зимы с экстремально и аномально малой ледовитостью

1965-66	76 770	27 200	74 380	50	13,96	1,31	1,76 (I—III)	-97
1982-83	34 320	42 670	73 700	30	9,27	—	—	-170
1974-75	63 220	45 100	72 360	30	15,04	1,42	2,09 (X—XII)	-225
1954-55	72 100	92 270	72 100	35	нс	1,26	1,40 (X—XII)	-213
1960-61	64 458	25 610	70 580	50	25,12	0,81	1,13 (I—III)	-221
1980-81	22 850	47 060	69 920	30	8,52	—	—	-154
1961-62	60 141	19 955	69 790	40	20,14	0,87	1,34 (I—III)	-224
1957-58	66 336	11 318	66 340	30	нс	0,78	1,32 (I—III)	-229

Таблица 8.21

Повторяемость ($P\%$) однородных типов ледовитости зим на Северном Каспии при детальной (T_d) и общепринятой (T_o) типизации

Ледовитость	Общая площадь льда				Площадь припая		Общий объем льда	
	1950—1984 гг.		1950—1984 гг.		1960—1984 гг.		1960—1984 гг.	
	T_d	T_o	T_d	T_o	T_d	T_o	T_d	T_o
Экстремально большая	8,8	—	8,3	—	16,7	—	8,3	—
Аномально большая	2,9	11,8	4,3	12,5	0,0	16,7	4,2	12,5
Большая	11,8	14,7	16,6	33,4	12,5	25,0	4,2	12,5
Относительно большая	8,8	—	16,6	—	20,8	—	16,7	—
Средняя	14,7	29,4	12,5	12,5	24,9	45,8	25,0	37,5
Относительно малая	11,8	—	12,5	—	16,7	—	12,5	20,8
Малая	17,7	23,5	12,5	20,8	0,0	4,2	12,5	—
Аномально малая	14,7	20,6	12,5	20,8	4,2	8,3	8,3	16,7
Экстремально малая	8,8	—	4,2	—	4,2	—	8,3	—
Выше средней	32,3	26,5	45,8	45,9	50,0	41,7	33,4	25,0
Ниже средней	53,0	44,1	41,7	41,6	25,1	12,5	41,6	37,5

осредненная для Северного Каспия сумма градусо-дней мороза — от -500 до -1000°C и более. В зимы с аномально малой ледовитостью параметры ее в 2—2,5 раза меньше приведенных значений (табл. 8.20).

Асимметричность исходных рядов значений площади и объема льда (S_i, V_i) привела к неравномерности распределения частот появления ($P\%$) типовых сезонов (табл. 8.21). В результате нарушилось соответствие между частотами типов большой и малой аномальности ледовых сезонов по значениям объема льда и площади припая. Вероятность ($\Sigma P\%$) значений объема льда, превышающих норму, при детальной и общей типизации составляла соответственно 25,0 и 33,4 %. Повторяемость малоледовитых зим (по значениям объема льда) составляет 37,5—41,6 %. В Северном Каспии по интенсивности распространения припая различной толщины высоколедовитые зимы ($S_{\text{при}}$ более нормы) преобладают (41,7—50,0 %) над малоледовитыми ($S_{\text{при}} < 12,5 \dots 25,1\%$). По общей площади распространения ледяного покрова ($S_{\text{общ}}$) явно выраженной закономерности распределения частот не обнаруживается (табл. 8.21).

Представляет определенный интерес оценка ледовых условий у побережья моря по продолжительности ледового периода (ЛП), числа дней со льдом и с припаем в нормальные (средние по ледовитости) и экстремальные зимы (табл. 8.22).

В средние по суровости зимы ледяной покров в Северном Каспии сохраняется 3—4 мес. В аномально холодные зимы (1927-28, 1953-54, 1968-69 гг.) ледовый сезон увеличивается до 4—6 мес, в аномально теплые ледяной покров на большей акватории Северного Каспия сохраняется менее 2—3 мес.

Исключение составляет мелководный прибрежный район Жилой Косы, где ледовый период длится от 135 до 178 дней (табл. 8.22).

У побережья Среднего Каспия в умеренные зимы местный лед наблюдается около месяца. В аномально холодные и ледовитые зимы (1950-51, 1953-54, 1968-69 гг.) он сохраняется 2—3 мес и более (Махачкала — 143 дня, Александр-Бай — 144 дня в зиму 1953-54 г.). В теплые зимы лишь у побережья зал. Александр-Бай ледовый период

длится не более месяца. На остальных участках побережья Среднего Каспия в теплые зимы лед не образуется.

Число дней со льдом несколько меньше продолжительности ледового периода при любом типе ледового сезона. Число дней с припаем в Северном Каспии не превышает 3—5 мес, к югу оно последовательно уменьшается. В экстремально холодные зимы (1927-28, 1941-42, 1953-54, 1968-69 гг.) припай может сохраняться до 4—5 мес. В аномально теплые зимы припай наблюдается не более 2—4 мес лишь на мелководных акваториях Северного Каспия.

Использование рядов основных режимобразующих факторов, обуславливающих ледовитость моря (S_i, V_i), позволило по методике [29] выделить наиболее эффективные и достаточно надежные параметры. Тепловое состояние воздушных масс, таким образом, было выражено:

— осредненной по 4 ГМС (Астрахань, Гурьев, Остров Тюлений, Форт-Шевченко) суммой градусо-дней мороза за предзимье $\sum_{\text{X}}^{XII} (-T)$, зиму $\sum_{\text{I}}^{III} (-T)$ и холодное полугодие в целом $\sum_{\text{I}}^{III} (-T)$;

— показателями аномальности A_T/σ_T за те же периоды осреднения (октябрь—декабрь, январь—март, октябрь—март) по четырем физико-географическим районам — северо-западному (СЗ), северо-восточному (СВ), по западному и восточному побережьям средней части моря (СрЗ, СрВ);

— интенсивностью переноса воздушных масс, представленной проекциями суммарных результирующих векторов ветра на меридиан ($v_{\text{ам}}$) и параллель ($v_{\text{ап}}$) по 3 ГМС (Астрахань, Форт-Шевченко и Махачкала).

8.4.4. Динамика ледяного покрова

Динамические деформации ледяного покрова являются следствием нарушения целостности неподвижного льда — взлома припая (на разных стадиях его развития) и последующего перераспределения плавучего льда под действием ветра, течений, волнения и изменений уровня. Доминирующим фактором, обуславливающим динамические

Таблица 8.22

Многолетние характеристики продолжительности ледовых явлений (по прибрежным ГМС)

Станция	Продолжительность ледового периода, сут					Число дней со льдом					Число дней с припаем					зим
	средн.	макс.		мин.		средн.	макс.		мин.		средн.	макс.		мин.		
		значение	зима	значение	зима		значение	зима	значение	зима		значение	зима	значение	зима	
Северо-западная часть моря																
Остров Ухатный (Жесткий)	126	169	1953-54	95	1951-52	121	168	1953-54	95	1951-52	112	151	1953-54	80	1950-51	14
Белинский маяк	104	161	1953-54	63	1959-70	102	156	1953-54	24	1955-66	90	142	1953-54	0	1965-66	37
Карайский маяк	108	117	1955-56	68	1961-62	93	115	1958-59	61	1974-75	72	109	1958-59	0	1974-75	11
Искусственный остров Каспийск (Лагань)	119	154	1979-80	72	1980-81	99	140	1972-73	71	1980-81	63	98	1968-69	0	1954-55	23
Остров Чистой Банки	97	138	1941-42	47	1980-81	89	138	1941-42	27	1980-81	82	130	1941-42	12	1980-81	17
Остров Тюлений	125	168	1953-54	75	1940-41	104	151	1953-54	71	1940-41	85	143	1953-54	31	1954-55	12
Остров Тюлений	98	149	1957-58	51	1980-81	62	123	1953-54	10	1947-48	35	107	1953-54	3	1947-48	39
Брянская Коса	107	138	1942-43	66	1951-52	81	125	1941-42	20	1947-48	61	116	1953-54	6	1947-48	19
Северо-восточная часть моря																
Жилая Коса	155	178	1927-28	135	1914-15	150	164	1927-28	133	1914-15	141	156	1927-28	132	1926-27	11
Большой Пешной (Зюйдвестовая Шалыга)	139	202	1965-66	95	1864-65	125	178	1965-66	87	1980-81	111	150	1959-60	0	1969-70	38
Остров Кулалы, бухта	110	161	1953-54	70	1940-41	102	143	1953-54	41	1947-48	91	143	1953-54	33	1947-48	11
Остров Кулалы, море	94	151	1953-54	39	1961-62	67	132	1953-54	13	1980-81	34	132	1953-54	0	1980-81	37
Сарыташ	109	148	1953-54	76	1955-56	102	128	1953-54	66	1955-56	101	128	1953-54	66	1955-56	8
Форт-Шевченко, бухта	72	120	1953-54	0	1955-66	60	118	1959-60	0	1955-66	44	113	1927-28	0	5 зим	58
Форт-Шевченко, море	44	109	1927-28	0	8 зим	20	66	1951-52	0	8 зим	5	40	1950-51	0	33 зимы	58
Западное побережье Среднего Каспия																
Махачкала, бухта	33	143	1953-54	0	17 зим	20	124	1953-54	0	17 зим	1	19	1942-33	0	36 зим	58
Махачкала, море	29	118	1953-54	0	20 зим	17	112	1953-54	0	20 зим	3	30	1949-50	0	37 зим	58
Изберг	19	99	1953-54	0	17 зим	15	88	1968-69	0	17 зим	1—2	22	1968-69	0	29 зим	32
Дербент	20	82	1968-69	0	36 зим	14	74	1968-69	0	36 зим	4	26	1941-42	0	50 зим	58
Низовая Пристань (Кизил-Бурун, Смазань)	30	73	1953-54	0	32 зимы	21	73	1953-54	0	32 зимы	18	71	1953-54	0	40 зим	46
Восточное побережье Среднего и Южного Каспия																
Актау (Шевченко)	34	63	1968-69	6	1967-68	16	41	1968-69	0	1967-68	5	34	1968-69	0	1967-68	14
Александр-Бай	62	144	1953-54	33	1963-64	58	118	1952-53	10	1963-64	39	118	1953-54	3	1963-64	28
Кендерли, бухта	81	138	1950-51	11	1936-37	54	106	1935-36	2	1944-45	46	99	1935-36	ис	ис	30
Кендерли, залив	78	142	1935-36	0	9 зим	42	122	1935-36	0	9 зим	37	122	1955-56	0	11 зим	28
Бекдаш	21	116	1979-80	0	16 зим	10	51	1976-77	0	16 зим	9	51	1976-77	0	16 зим	32
Кара-Богаз-Гол	7	60	1968-69	0	38 зим	4	46	1968-69	0	38 зим	3	46	1968-69	0	40 зим	57
Красноводск	17	103	1953-54	0	21 зимы	10	55	1968-69	0	22 зимы	6	47	1968-69	0	30 зим	58
Огурчинский остров	4	95	1950-51	0	27 зим	2	22	1950-51	0	27 зим	2	22	1950-51	0	27 зим	31

деформации ледяного покрова Северного Каспия, является ветер.

Взлом припая и подвижки льда происходят при однонаправленном воздействии ветра и волнения, подъеме уровня и давлении на припай сплоченного плавающего льда. Если сумма всех сил, приложенных к ледяному покрову (припаю), больше разрушающего напряжения, то припай взламывается, если меньше — у кромки припая происходят процессы сжатия и торошения.

Взлом и подвижки льда в открытой части Северного Каспия могут наблюдаться при ветрах разных направлений. Наиболее интенсивный взлом припая и отступление его южной границы к северу отмечается в теплые зимы с большой повторяемостью ветров южной четверти и слабыми морозами. При морозах $-3... -5^{\circ}\text{C}$ ослабевают межкристаллические связи во льду, что делает ледяной покров более «податливым» к разрушению. Взлом припая сопровождается последующим сжатием, подвижкой и наложением льда в одних районах Северного Каспия и разрежением льда — в дру-

гих, т. е. перераспределением льда на акватории моря.

Наиболее частые и интенсивные за последние десятилетия подвижки льда отмечены в теплую зиму 1978-79 г. при ветрах разных направлений (северо-западных, северо-восточных, юго-восточных).

В северо-западной части моря припай взламывается при юго-восточных ветрах силой более 5—6 баллов и резком повышении уровня в случае нагона. В северо-восточной части моря взлому способствуют западные и северо-западные ветры, превышающие 15—20 м/с и обуславливающие интенсивный нагон воды. В районе Уральской бороздины в начале и конце ледового сезона ледяной покров разрушается при штормовых восточных и северо-восточных ветрах. В середине ледового сезона лед Уральской бороздины, окруженный устойчивым припаем, образующимся на прибрежных мелководьях, обладает сравнительно большой динамичностью и «шероховатостью» поверхности. Поэтому взлом смерзшегося льда может происходить

под тангенциальным действием сильных ветров любых направлений.

У западного побережья Среднего Каспия сравнительно неустойчивый припай, образующийся в аномально холодные зимы, взламывается как при сильных северо-западных и западных сгонных ветрах от берега (провисание, изгиб и последующий взлом льда), так и при юго-восточных и восточных ветрах с моря, сопровождаемых повышением уровня и подпором льда.

В бухтах и заливах восточного побережья Среднего Каспия припай разрушается при сильных и штормовых нагонных ветрах (более 5 баллов): в зал. Александр-Бай — при восточных и юго-восточных, в закрытой бух. Кендерли — при северо-западных нагонных ветрах. Взлом припая, сопровождаемый образованием дополнительной массы плавучего льда, обычно связан с процессами перераспределения полей льда — сжатиями и торосениями на одних акваториях, разрежением плавучего льда и образованием пространств чистой воды (полюней) — на других.

Процессы сжатия льда в Северном Каспии, согласно классификации И. С. Песчанского [305], разделяются на:

1) сжатия, происходящие в массах плавучего льда под действием ветра в результате полной или частичной остановки льдин при встрече с препятствиями. Они наблюдаются в случае установления южных и юго-восточных ветров силой 6—8 баллов преимущественно в районах Кулалинской (28 февраля 1938 г.) и Жемчужных банок (19, 23 февраля и 1 марта 1951 г.);

2) сжатия, создающиеся у кромки припая под действием внешних сил. Под влиянием ветра, волнения и повышения уровня у кромки припая наблюдается не только увеличение сплоченности плавучего льда, но и процесс торосообразования.

Основными факторами, порождающими сжатия льда, являются резкие изменения направления и скорости ветра в зоне плавучего льда и в смежных участках, а также ветровое волнение и изменение уровня моря. В качестве косвенного показателя поля ветра на Каспийском море в ледовый сезон обычно [230] используются численные характеристики барического поля, выраженные градиентом давления Гурьев — Махачкала и Астрахань — Форт-Шевченко. В зависимости от характера барических полей в Северном Каспии наблюдается четыре типа сжатий:

1) наиболее частые сжатия, обусловленные большой разностью атмосферного давления между Гурьевым и Махачкалой. При градиентах 10—15 гПа в северной части моря устанавливаются сильные и штормовые ветры восточной четверти (восточные, юго-восточные), вызывающие в северо-западной части моря нагон воды (от 20—30 до 60 см за сутки), сильное волнение на акваториях, свободных ото льда, и зыбь в зоне плавучего льда. В подобных ситуациях самые сильные сжатия наблюдаются в северо-западной части моря;

2) при градиентах давления менее 10—15 гПа или в случае изменения знака градиента юго-восточные ветры ослабевают или сменяются на северо-западные. Последние сопровождаются компенсационным течением, сменой направлений

дрейфа и сжатиями льда при встрече с препятствиями;

3) мощные сжатия, возникающие при прохождении глубоких циклонов через Северный Каспий или низовье Волги. Им предшествует быстрая (за 6—12 ч) смена юго-восточных ветров северо-западными. Большие массы льда, дрейфующие вначале на северо-запад, продолжая перемещение по инерции, встречаются с плавучим льдом в передней и тыловой частях циклона, дрейфующим в разных направлениях. В итоге в зоне плавучего льда наблюдается не только сжатие, но и вращательное движение отдельных льдин.

Чрезвычайно сильные сжатия в центральной части Северного Каспия, носящие катастрофический характер, зафиксированы 31 января и 23 февраля 1951 г., 8—14 февраля 1952 г. Особо опасным оказалось сжатие льда в районе Уральской бороздины 1—2 марта 1952 г. Оно явилось причиной уничтожения всего зверобойного флота (16 моторов) и результатов промысла;

4) менее существенные сжатия, возникающие при прохождении циклонов по более северным траекториям и ослаблении ветра над акваторией Северного Каспия.

Теоретические схемы расчета интенсивности сжатий и районов их возникновения для условий мелководного моря ограниченных размеров (каковым является Северный Каспий) отсутствуют. Результаты расчетов распределения зон сжатий по барическому полю, выполненные для четырех катастрофических сжатий (8—14 февраля 1950 г., 31 января и 23 февраля 1951 г., 1—2 марта 1952 г.), приведены в Атласе льдов Каспийского моря [23].

У западного побережья Среднего Каспия в аномально холодные и ледовитые зимы сжатия в полосе плавучего льда, поступающего из Северного Каспия, наблюдаются практически одновременно от Махачкалы до Низовой Пристани. Они возникают при усилении восточных и юго-восточных ветров до 6—8 баллов и более (8 февраля 1969 г., 28 января 1972 г.).

Локальные сжатия льда часто возникают при встрече с препятствиями. Так, мощные скопления плавучего льда наблюдаются у северного мола порта Махачкала и у каменной гряды на подходах к нефтепромыслам Изберга.

В бухтах и заливах Среднего Каспия резко выраженные сжатия исключительно редки. Здесь в основном преобладает лишь процесс уплотнения плавучего льда при дрейфе его в направлении берега.

Образование стамух и торосов в Северном Каспии происходит в течение всего ледового сезона. В период формирования ледяного покрова и распространения его мористее до глубины 2—3 м при взломах и последующих сжатиях льда формируются торосы, сидящие на мели, — стамухи. По внешнему виду и условиям образования стамухи делятся на:

1) стамухи осеннего происхождения, образующиеся в ноябре—декабре в прибрежной полосе от дельты Волги до зал. Комсомолец из илласа и серого льда толщиной 5—15 см. Они достигают высоты 1—3 м и 5—20 м в поперечнике. Сохраняются до взлома припая;

2) стамухи зимнего происхождения, образующиеся в конце января — в феврале из серо-белого и белого льда толщиной до 20—70 см. Они располагаются преимущественно в северо-восточной части моря с глубинами 2—5 м на мелководном Бузачинском пороге, вокруг Уральской бороздины и в районах мелководных банок. В суровые зимы большинство стамух устанавливается в северо-западной части моря (см. рис. 8.9). Размеры стамух в поперечнике 100—300 м (максимум 500 м), высота 10—12 м. По наблюдениям с/с «Егор Сазонов», зимой 1927-28 г. высота стамух достигала 20 м [323—325].

По закономерности образования и пространственному распределению П. И. Бухарицын в [59, 60] выделяет три разновидности стамух:

1) одиночные стамухи, располагающиеся у банок на глубинах до 5—6 м, с подветренной стороны которых образуется «водная тень»;

2) кольцевые стамухи, образующиеся вокруг отмелей. В центре их, подобно кратеру, отсутствует плавучий лед;

3) барьер — цепочка стамух, создающаяся в результате соединения одиночных стамух зимнего происхождения. Ширина ее достигает нескольких десятков метров, длина — до километра и более.

В умеренные зимы стамухи в большом количестве располагаются по всей акватории Северного Каспия. В мягкие зимы стамухи преобладают в северо-восточной части моря и на отдельных отмелях и банках северо-западного района моря (см. рис. 8.9).

В период развития ледяного покрова и распространения припая по площади в прикромочной его зоне (области контакта припая с плавучим льдом) под действием ветра и подъема уровня происходит образование на припаях одиночных нагромождений или гряд торосов высотой до 2 м и более. Они располагаются перпендикулярно господствующему направлению ветра. По мере смещения границы припая параллельно ей возникают новые гряды торосов. Создается пояс торосов. Пояса торосов ярко выражены в умеренные зимы и значительно слабее — в суровые. Последнее объясняется преобладанием в суровые зимы ветров северной четверти, не благоприятствующих торосообразованию в прикромочной зоне.

По морфологическим признакам в Северном Каспии выделяется четыре вида торосов [60, 63, 143]:

1) торосы надвигания, образующиеся в первой половине зимы при взломе и последующем наложении молодого льда толщиной 5—10 см, а в середине зимы — в процессе неоднократного наложения и подсовообразования серо-белого и белого льда. Они имеют сглаженную куполообразную поверхность и резко выраженную слоистую вертикальную структуру [143]. Общая мощность торосов надвигания около 1,5—2,0 м;

2) торосы раздробления, образующиеся близ отмелей и банок в результате механического дробления при сжатиях ледяных полей и крупнобитого льда. Высота торосов раздробления увеличивается от середины к концу зимы с 2—3 до 6 м. Преобладают в северо-западной части моря;

3) торосы взлома, в большинстве создающиеся на акватории вследствие сжатий и разлома ледя-

ных полей. Высота торосов достигает 3—5 м над поверхностью ровного льда;

4) гряды торосов протяженностью до нескольких миль, шириной от 5 до 50 м и высотой около 5—6 м. В процессе перераспределения плавучего льда и выхода молодых торосов в районы банок и отмелей (с последующей посадкой на грунт) создаются стамухи высотой 3—5 м над поверхностью льда.

Расположение единичных и гряд торосов в типовые зимы представлено по данным П. И. Бухарицына [59, 60] на рис. 8.8.

Наибольшая за ледовый сезон торосистость льда (T балл) в открытых районах Северного Каспия ($T_{СК}$) и в районе зверобойного промысла ($T_{зв.пр.}$), согласно [59, 60], может быть ориентировочно оценена по значению осредненного по семи ГМС среднегодового уровня ($\bar{H}_w$ см) и среднегодовой скорости ветра (v_d м/с) по этим же ГМС. Типовое уравнение расчета торосистости имеет вид

$$T = -a\bar{H}_w + b\bar{v}_d + c. \quad (8.30)$$

Оценку толщины напластованного льда ($H_{сл}$) в конце ледового сезона можно сделать по толщине льда естественного нарастания (H_t) и повторяемости ветра скоростью более 8 м/с ($P\%$) за период с момента установления устойчивого льда до дня расчета в соответствии с рекомендованным в [60, 61] уравнением

$$H_{сл} = -0,7P + 6,2H_t - 21. \quad (8.31)$$

Здесь H_t — толщина льда естественного термического нарастания, вычисляемая по формуле $H_t = 2\sqrt{\sum(-T)}$, полученной Ф. И. Валлером для центральной части Северного Каспия [63, 64]. Значения коэффициентов для уравнения (8.30) — $a = 0,64 \dots 0,75$ и для уравнения (8.31) — $r = 0,96$.

Наряду с указанными процессами взлома припая, подвижек, сжатий и торошения льда в динамике плавучего льда, в его перераспределении на смежных участках происходят противоположные процессы — разрежение льда, образование разводий среди плавучего льда, заприпайных и прибрежных полыней.

Динамические процессы во льдах на мелководьях оказывают воздействие на морское дно, создавая следы выпаживания. Они имеют вид длинных борозд протяженностью до нескольких километров, вытянутых в основном по направлению господствующих ветров. Ширина борозд до 50—100 м и более. Высота валов значительная, в отдельных случаях они выходят на поверхность в виде «ложных островов» [229].

Разводья среди плавучего льда наблюдаются в теплые зимы в районах с глубинами, превышающими 2—3 м, при ветрах разных направлений. Так, в январе—феврале 1965 г. среди плавучего льда наблюдалось множество нестационарных разводий, меняющих свои размеры, местоположение и конфигурацию при смене направления и скорости ветра.

В начале февраля 1981 г. в северо-восточной части моря образовались два крупных разводья протяженностью до 50 миль и шириной 10 и 15 миль, вытянутые с юго-запада на северо-восток. Разводья, увеличивающиеся в размерах, со-

хранились до начала марта. С 5 марта в северо-восточной части моря началось интенсивное разрушение плавучего льда.

В январе 1982 г. (теплая зима) на Бузачинском пороге среди плавучего льда появились обширные разводья, сохранившиеся с 5 по 15 января. В январе 1983 г. от о. Чистой Банки до м. Суюткина Коса сформировалась разводье шириной от 10—20 до 40 миль, положившее начало интенсивному разрушению льда в северо-западной части моря. В теплые зимы к концу ледового сезона множество разводий образуется на акватории Уральской бороздины (март 1983 г.).

Заприпайные полыньи создаются в теплые зимы при устойчивых ветрах северной четверти (ветер с припая) силой более 5 баллов, способствующих интенсивному дрейфу плавучего льда. В результате отхода льда на освободившейся акватории образуются заприпайные полыньи.

В северо-восточной части моря заприпайные полыньи чаще всего устанавливаются вдоль границы устойчивого припая к северо-западу или к юго-востоку от Уральской бороздины. При устойчивых северо-западных ветрах «открывается» северо-западная полынья (13 января и 6 февраля 1966 г., 4 марта 1974 г., 22 января 1983 г.). В случае господства сильных юго-восточных или восточных ветров (более 5 баллов) северо-западная полынья заполняется плавучим льдом и создается юго-восточная, менее обширная полынья (6 января 1951 г., 28 декабря 1954 г., 13 февраля 1955 г., 8 марта 1983 г.). В зимы с неустойчивыми полями ветра наблюдается чередование в образовании полыней, связанное с перераспределением плавучего льда. Вероятность образования северо-западной полыньи в течение ледового сезона около 30 %, юго-восточная полынья образуется реже.

В северо-западной части моря при устойчивых северных и северо-западных ветрах образуется заприпайная полынья, простирающаяся с юго-запада (от о. Чистой Банки, Астраханского рейда и Средней Жемчужной банки) на северо-восток (22 февраля 1954 г., 16 января 1965 г., 13 января 1971 г., 6 марта 1975 г. и 1 февраля 1982 г.). В случае устойчивых северных ветров создается обширная заприпайная полынья, простирающаяся от Астраханского рейда до северной оконечности Уральской бороздины. Схема образования заприпайных полыней отражена по данным ИСЗ на рис. 8.7.

Прибрежные полыньи в северной части моря наблюдаются лишь в период становления и разрушения ледяного покрова либо в аномально теплые зимы с неустойчивым ледяным покровом. Вероятность образования их незначительна. Так, 20—21 октября 1976 г. у северного побережья молодой лед отнесло северным ветром в море на 5—10 миль. В результате интенсивного таяния льда 5 апреля 1967 г. у северо-восточного побережья образовалось обширное пространство чистой воды.

В аномально холодные зимы у западного побережья Среднего Каспия при установлении сильных северо-западных ветров происходит отход плавучего льда в открытое море, а вдоль побережья устанавливается пространство чистой воды шириной от 3—5 до 30 км (прибрежная полынья). Протяженность и ширина полосы чистой воды у берега зависят от интенсивности выноса плавучего

льда из северной части моря и распространения его вдоль побережья к югу, а также от устойчивости и силы северо-западных ветров.

Относы плавучего льда от западного побережья Среднего Каспия наблюдались:

— 11 февраля 1956 г. от о. Чечень до Дербента. Лед отнесло от берега на 6—8 км;

— 11 января 1957 г. от о. Чечень до Сулакского залива. Лед отнесло на 3—5 км;

— 10 марта 1964 г. на участке от Сулакского залива до Изберга. Лед отнесло на 6 км;

— 2 апреля 1969 г. от о. Чечень до Изберга. Лед оторвало и отнесло в море на 10—20 км.

Наиболее мощный вынос плавучего льда из Северного Каспия вдоль западного побережья Среднего Каспия к югу и столь же неустойчивое положение полосы плавучего льда оказались в зиму 1953-54 г. Отрыв полосы плавучего льда на участке от о. Чечень до Изберга наблюдался неоднократно: 30 января 1954 г. — 5—10 км, 10 февраля 1954 г. — на 10—40 км, 27 марта 1954 г. — на 15—20 км. В большинстве случаев западная кромка плавучего льда повторяла очертания берега.

При переходе ветров к восточным и северо-восточным в полосе плавучего льда происходит изменение характера сплоченности. Почти одновременно увеличивается сплоченность плавучего льда и распространение его из мористых участков к побережью.

8.4.5. Дрейф льда

На Каспийском море преобладает ветровой дрейф льда, усиливаемый на отдельных участках моря течениями.

Общий вынос плавучего льда из Уральской бороздины и Мангышлакского залива и последующий дрейф его на запад, затем на юго-запад вдоль кромки припая дает начало генеральному дрейфу льда. На траверзе о. Тюленьего общий дрейф меняет свое направление. Плавучий лед, поступающий с северо-востока, под действием господствующих здесь ветров северной четверти (северо-западных, северных, северо-восточных) перемещается на юг к о. Чечень (см. рис. 8.1).

На границе со Средним Каспием плавучий лед попадает в зону устойчивого южного течения, быстро смещается от о. Чечень к Махачкале и далее на юго-восток. В случае усиления северо-западных ветров плавучий лед прижимается к берегу. При слабых ветрах основная масса льда дрейфует на некотором удалении от берега.

Направление генерального дрейфа в различные зимы сравнительно устойчиво. Изменяется лишь южная граница плавучего льда, которая смещается в суровые зимы к югу, а в теплые — к северу. Стационарность генерального дрейфа плавучего льда по указанной схеме подтверждается дрейфом в течение ряда зим зверобойных судов, вмерзших в лед, и дрейфом зажато льдами дебаркадера «Вера» зимой 1927-28 г. [113, 324], а также высаженного на льдину экспедиционного лагеря «Каспий-1» (5—12 февраля 1971 г.) и затертого во льдах РС-300 № 102 (КаспНИРХ) в феврале 1974 г. Генеральный дрейф у западного побережья моря также характеризуется большой устойчи-

востью, что подтверждается экстремально высокими частотами (около 50—65 %) дрейфа льда к юго-востоку на участке от Махачкалы до Низовой Пристанн (табл. 8.23).

В конкретных гидрометеорологических условиях общая картина дрейфа усложняется в результате неустойчивости направления и скорости ветра и течений. Лед, дрейфующий под действием ветра, увлекает за собой поверхностные слои воды, вызывает подледные течения, также влияющие на скорость дрейфа. На движении льда сказываются и ветровые нагоны, создающие уклон уровня моря, приводящий к компенсационным течениям, искажающим дрейф.

В условиях мелководья Северного Каспия ветровой дрейф льда искажается из-за наличия банок, островов, близости берега и кромки припая. Учет всех приведенных выше факторов для оценки дрейфа льда возможен лишь при постановке специальных инструментальных наблюдений или создании сложных теоретических схем расчета.

Скорость дрейфа ($w_{др}$) и его направление резко изменяются при смене полей ветра. При господстве северных и северо-восточных ветров лед дрейфует по направлению ветра, отклоняясь к кромке припая или к береговой черте. В случае слабых ветров дрейф льда определяется в основном стоковым течением. Под его влиянием в северо-западной части моря наблюдается слабый дрейф на юг, а в центральных районах Северного Каспия — на юг и юго-юго-восток [23, 77]. При синоптических процессах, сопровождающихся северными ветрами, значения $w_{др}$ значительно больше, чем при ветрах других направлений (табл. 8.23). Поэтому в аномально холодные зимы только с преобладанием северных ветров над западными районами моря, покрытыми льдом, плавучий лед доходит до Апшеронского полуострова (1953-54 г.).

В случае господства восточных ветров усиливается течение у восточного побережья, способствующее нагону воды в Северный Каспий и возникновению компенсационного течения. Под его влиянием интенсивность выноса льда уменьшается и плавучий лед распространяется лишь до дагестанского побережья (1949-50 г.).

При ветрах южных румбов, характерных для теплых малоледовитых зим, плавучий лед может дрейфовать на юго-восток против ветра под действием стокового течения, усиленного компенсационным течением, которое возникает после нагона воды в северную часть моря. Скорость дрейфа незначительна.

В периоды с преобладанием юго-восточных ветров силой 5—6 баллов установившийся в северной части моря дрейф по ветру сопровождается увеличением сплоченности плавучего льда и процессами сжатия.

В районе Уральской бороздины в период становления и разрушения льда, а также за кромкой припая в зоне плавучего льда преобладание неустойчивых ветров приводит к возникновению вращательного движения льда.

У западного побережья Среднего Каспия при устойчивых ветрах северо-западной четверти плавучий лед дрейфует по ветру преимущественно на юго-восток, отклоняясь в процессе дрейфа к берегу. Частота дрейфа по ветру 80—100 %. В пе-

риоды господства устойчивых ветров юго-восточной четверти наблюдается дрейф льда на юго-восток (против ветра). В большей степени он определяется преобладающим вдоль западного берега Среднего Каспия юго-восточным течением. Частота дрейфа льда на юго-восток (против ветра) около 20 %.

У восточного побережья Среднего Каспия, где в холодную половину года господствуют восточные и северо-восточные ветры, преобладает дрейф льда западной четверти. Частота дрейфа западных румбов составляет 72—100 %, т. е. в большинстве случаев наблюдается дрейф «по ветру» (табл. 8.23).

Углы отклонения дрейфа от направления ветра (α) в северной части моря в большинстве случаев не превышают $\pm 20^\circ$. Однако при смене направления ветра на противоположное отклонение дрейфа от ветра может достигать 180° . Дрейф против ветра обуславливается инерционным (остаточным) дрейфом или стоковой составляющей дрейфа.

При сильных ветрах дрейф чаще отклоняется вправо от ветра на угол $\alpha = +20^\circ$ и несколько реже — влево от ветра на угол $\alpha = -20^\circ$. Частота углов отклонения дрейфа от ветра на угол $\alpha = \pm 20^\circ$ составляет около 80 %. Чем больше скорость дрейфа, тем сильнее лед прижимается к берегу или кромке льда.

В случаях слабых и умеренных ветров отклонение дрейфа вправо отмечается реже. Чаще всего происходит отклонение дрейфа влево от направления ветра на угол не более 20° . Наибольшие отклонения дрейфа от направления ветра вправо, достигающие $+150^\circ$, и влево — до -110° , наблюдаются в основном при резком изменении барического поля [76, 77, 113].

Для западного побережья Среднего Каспия эмпирическая кривая повторяемости случаев отклонения дрейфа от ветра в общем близка к функции нормального распределения и подобна кривой повторяемости $\alpha_{др}$ для северной части моря [78]. Для ветров любых направлений частота отклонения дрейфа от ветра на угол от 0 до $20-22,5^\circ$ составляют в Махачкале 70,1 %, в Изберге — 67,5 % и в Дербенте — 58,2 %. С учетом особенностей ветровых полей отмечается несравненно большая дисперсия углов отклонений дрейфа от ветра (табл. 8.24).

Наиболее характерными для рассматриваемого района являются вдольбереговые ветры северо-западной и юго-восточной четвертей, а также ветры, способствующие сжатию (прижимные — ССВ, В) и разрежению льда у побережья (отжимные — ЗЮЗ—Ю). При вдольбереговых ветрах северо-западной четверти лед чаще всего ($P = 72... 80\%$) дрейфует по ветру или отклоняется от него на угол $22,5^\circ$. При этом в районе Махачкалы в соответствии с конфигурацией берега плавучий лед отклоняется влево от берега ($-\alpha$), в районе Дербента он в основном прижимается к берегу ($+\alpha$).

В случае установления прижимных ветров восточных румбов на участке побережья от Махачкалы до Дербента плавучий лед отклоняется влево от направления течения на угол $\alpha = -120... -130^\circ$. Отжимные ветры способствуют отклонению ветрового дрейфа от направления течения — на юго-восток (табл. 8.24).

Таблица 8.23

Повторяемость направлений ветра ($P_{в.а}$) и дрейфа льда ($P_{ш.др}$) и их средние скорости ($\bar{v}_a, \bar{w}_{др}$)

Станция, характеристики	Направление								Число случаев (в лет)
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
Уральская бороздина									
$P_{в.а}$ %	12,0	5,2	19,2	15,5	3,4	10,3	17,2	17,2	58 (1)
$\bar{v}_a$ м/с	7,7	9,0	10,6	11,1	7,6	8,7	7,1	7,3	
$P_{ш.др}$ %	7,3	10,9	14,5	9,1	14,5	14,5	16,5	12,7	58 (1)
$\bar{w}_{др}$ м/с	0,29	0,15	0,12	0,28	0,18	0,19	0,29	0,27	
Остров Кулалы									
$P_{в.а}$ %	13,0	13,0	34,3	20,6	3,8	1,1	3,3	10,9	193
$\bar{v}_a$ м/с	6,0	6,6	6,4	6,5	6,0	3,0	6,1	6,2	
$P_{ш.др}$ %	5,7	0,5	1,6	4,1	23,8	12,9	30,2	21,2	193
$\bar{w}_{др}$ м/с	0,27	0,10	0,20	0,11	0,12	0,11	0,13	0,17	
Форт-Шевченко, море									
$P_{в.а}$ %	13,4	24,4	24,2	24,4	0	2,2	2,2	9,2	91 (18)
$\bar{v}_a$ м/с	8,0	5,4	6,1	7,4	—	9,0	11,0	11,2	
$P_{ш.др}$ %	1,1	3,3	3,3	6,6	28,6	28,6	12,0	16,5	91 (18)
$\bar{w}_{др}$ м/с	0,35	—	0,13	0,21	0,14	0,12	0,13	0,18	
Остров Тюлений									
$P_{в.а}$ %	7,6	29,4	27,6	11,6	3,6	2,4	6,8	11,0	250
$\bar{v}_a$ м/с	5,5	7,0	8,8	7,6	2,6	6,0	7,7	7,3	
$P_{ш.др}$ %	4,7	3,9	3,1	3,9	12,4	38,9	22,2	10,9	250
$\bar{w}_{др}$ м/с	0,15	0,10	0,17	0,10	0,21	0,17	0,14	0,12	
Махачкала									
$P_{в.а}$ %	0,6	0,6	2,6	23,1	0	0	19,2	53,9	156
$\bar{v}_a$ м/с	7,0	2,5	5,4	9,0	—	—	8,9	8,3	
$P_{ш.др}$ %	1,9	4,6	8,1	55,9	1,9	3,5	3,1	21,0	257 (16)
$\bar{w}_{др}$ м/с	0,33	0,36	0,35	0,32	0,01	0,62	0,21	0,33	
Изберг									
$P_{в.а}$ %	13,2	1,1	1,6	11,6	5,3	4,2	2,6	60,4	189
$\bar{v}_a$ м/с	6,0	2,3	3,5	4,5	3,9	3,5	6,4	6,7	
$P_{ш.др}$ %	4,0	2,0	1,0	60,0	8,9	4,4	3,4	16,3	227 (12)
$\bar{w}_{др}$ м/с	0,14	0,12	0,14	0,20	0,17	0,17	0,11	0,14	
Дербент									
$P_{в.а}$ %	9,5	1,3	6,4	17,8	5,1	0	15,3	44,6	221 (12)
$\bar{v}_a$ м/с	3,3	2,0	3,7	2,4	2,6	—	3,5	3,8	
$P_{ш.др}$ %	1,3	0,4	11,4	54,7	8,4	1,3	6,2	16,3	227 (12)
$\bar{w}_{др}$ м/с	—	0,14	0,06	0,05	0,009	0,08	0,04	0,06	
Низовая Пристань									
$P_{ш.др}$ %	2,0	6,0	0,0	50,0	4,0	6,0	10,0	12,2	50 (3)
Остров Артема									
$P_{ш.др}$ %	12,5	12,5	0,0	37,5	0,0	25,0	0,0	12,5	8 (2)
Александр-Бай									
$P_{ш.др}$ %	4,6	1,3	3,1	7,8	11,0	12,5	56,6	3,1	64 (6)
Шевченко (Актау)									
$P_{ш.др}$ %	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,3	56,2	36,5	52 (9)
Кендерли (Казахский залив)									
$P_{ш.др}$ %	5,7	2,6	2,8	7,6	3,8	15,4	45,9	16,2	105 (14)
Бекдаш									
$P_{ш.др}$ %	0,0	0,0	0,0	1,4	2,1	40,5	48,2	7,8	141 (9)
Кара-Богаз-Гол									
$P_{ш.др}$ %	6,7	10,8	1,4	2,7	0,0	35,2	0,0	43,2	60 (7)
Куули-Маяк									
$P_{ш.др}$ %	3,2	0,0	0,0	3,2	3,2	67,8	16,2	6,4	31 (1)

Примечание. Направление дрейфа определялось по [113].

Таблица 8.24

Повторяемость ($P\%$) углов отклонения дрейфа льда от ветра при различных ветровых полях у западного побережья Среднего Каспия

Сдр	Вдольбереговые ветры						Правящие ветры			Отжимные ветры			Без учета направления ветра (общее)		
	северо-западные (З, ЗСЗ, СЗ, ССЗ, С)			юго-восточные (Ю, ЮВ, ЮЮВ, ВЮВ)			северо-восточные (ССВ, СВ, ВСВ, В)			юго-западные (ЗЮЗ, ЮЗ, ЮЮЗ, Ю)			Махачкала	Изберг	Дербент
	Махачкала	Изберг	Дербент	Махачкала	Изберг	Дербент	Махачкала	Изберг	Дербент	Махачкала	Изберг	Дербент			
+180,0	—	—	1,2	5,7	15,4	3,4	—	—	—	—	—	3,6	1,6	2,4	2,0
+157,5	—	—	2,5	5,7	7,7	3,5	—	—	—	—	—	0,0	1,6	1,2	2,1
+135,0	—	1,6	1,2	0,0	0,0	6,9	—	—	—	—	—	7,1	0,0	1,2	3,4
+112,5	—	2,5	2,5	0,0	0,0	0,0	—	—	—	—	—	3,6	0,0	0,0	2,1
+90,0	—	0,0	0,0	2,9	0,0	3,4	—	25,0	—	—	—	0,0	0,8	2,4	0,7
+67,5	—	0,0	0,0	2,9	0,0	0,0	—	0,0	—	18,2	2,6	0,8	0,8	1,2	0,7
+45,0	9,3	6,6	3,8	2,9	11,5	0,0	—	25,0	12,5	66,7	9,1	35,7	7,3	9,1	9,7
+22,5	21,2	4,1	11,3	8,6	7,7	13,8	—	0,0	12,5	16,7	9,1	0,0	18,7	4,8	9,0
0	37,6	57,9	48,6	31,3	30,9	41,6	—	0,0	25,0	8,3	18,2	25,0	32,7	48,5	41,6
-22,5	21,0	18,2	13,8	11,4	3,8	0,0	28,5	25,0	0,0	0,0	9,1	0,0	18,7	15,2	7,6
-45,0	1,2	9,1	15,1	11,4	11,5	10,3	14,4	0,0	0,0	0,0	27,2	7,1	4,1	11,0	11,7
-67,5	3,9	—	—	8,6	0,0	3,4	14,3	0,0	0,0	0,0	9,1	3,6	6,5	0,6	1,3
-90,0	2,3	—	—	0,0	0,0	3,4	14,3	0,0	25,0	0,0	—	0,0	2,4	0,0	2,0
-112,5	2,3	—	—	0,0	0,0	0,0	28,5	0,0	12,5	0,0	—	0,0	0,0	0,0	0,7
-135,0	1,2	—	—	5,7	0,0	0,0	—	25,0	12,5	8,3	—	7,1	3,2	0,6	2,7
-157,5	—	—	—	2,9	11,5	10,3	—	—	—	—	—	3,6	1,6	1,8	2,7
Число случаев	86	121	80	35	26	29	7	4	8	12	11	28	140	162	145

Неравномерность полей ветра, связанная с пространственной неоднородностью внешних сил (ветер, течение), выражается не только в изменчивости углов отклонения дрейфа от направления ветра, но и в широте диапазона значений коэффициентов дрейфа льда ($K_{др}$), представляющих отношение скорости дрейфа ($w_{др}$) и скорости ветра (v_a):

$$K_{др} = w_{др}/v_a. \quad (8.32)$$

Чем меньше $K_{др}$, тем медленнее осуществляется перемещение плавучего льда при равных ветровых условиях.

В Северном Каспии коэффициент дрейфа льда колеблется в широком диапазоне — от 0 до 0,28. Большая повторяемость $K_{др}$ (20—46 %) приходится на диапазоны от 0,02 до 0,04 (табл. 8.25).

Значение коэффициента дрейфа уменьшается до 0,02 с усилением ветра. При ветрах северных

Таблица 8.25

Повторяемость ($P\%$) коэффициентов дрейфа ($K_{др}$) плавучего льда различной сплоченности в Северном Каспии

Коэффициент дрейфа $K_{др}$	Сплоченность, баллов			
	1—4	5—7	8—10	общая 0—10
0—0,020	0,0	6,2	20,2	26,4
0,021—0,040	0,0	4,6	41,8	46,4
0,041—0,060	0,8	2,6	10,0	13,4
0,061—0,080	0,0	0,0	5,4	5,4
0,081—0,100	1,4	2,0	0,0	3,4
0,101—0,120	0,0	0,8	0,0	0,8
0,121—0,140	0,0	0,4	1,0	1,4
0,141—0,160	0,0	0,6	0,8	1,4
0,161—0,180	0,0	0,2	0,2	0,4
0,181—0,200	0,0	0,0	0,0	0,0
>0,200	1,0	0,0	0,0	1,0

румов коэффициент дрейфа достигает максимума. В среднем коэффициент дрейфа составляет 0,066 при северо-западном ветре, 0,032 — при южном и 0,032 — при юго-западном. С увеличением скорости ветра значения $K_{др}$ в Северном Каспии уменьшаются, что объясняется влиянием на дрейф льда множества препятствий (берега, острова, отмели, крошки льда), при встрече с которыми плавучий лед сплавливается, а скорость перемещения его при тех же условиях уменьшается. Значительна и роль течений в изменении $w_{др}$ [77, 113].

В районе Уральской бороздины наибольшие значения дрейфа льда ($K_{др}$) наблюдаются при юго-западных ветрах. При остальных направлениях ветра лед дрейфует медленнее.

На свале глубин Северного Каспия значения $K_{др}$ изменяются в небольшом диапазоне — от 0,02 до 0,03. Зависимость коэффициента дрейфа от сплоченности льда иллюстрируется данными табл. 8.25. Для сплоченного льда (8—10 баллов) преобладают значения коэффициента дрейфа от 0 до 0,06. Значение $K_{др}$ уменьшается при встрече с более сплоченным плавучим льдом (и наоборот). Оно увеличивается при совпадении ветра и течения (особенно в зоне разреженного льда).

У западного побережья Среднего Каспия коэффициент дрейфа зависит от скорости ветра и течений, характера дрейфа, размеров льдин, их взаимодействия и встречи с препятствиями [78]. На участке Махачкала — Дербент и несколько южнее вариации коэффициента дрейфа $\Delta K_{др}$ его средние и максимальные значения уменьшаются с севера на юг, составляя в районе Махачкалы 0,010—0,210 ($K_{др} = 0,050$), у Изберга — 0,010—0,140 ($K_{др} = 0,024$). Уменьшение скорости дрейфа к югу при однотипных полях ветра, по-видимому, объясняется ослаблением передачи энергии с увеличением расстояния от района выноса (о. Че-

Таблица 8.26

Повторяемость ($P\%$) коэффициентов дрейфа льда ($K_{др}$), их средние и экстремальные значения на участке Махачкала — Дербент

$K_{др}$	Махачкала	Изберг	Дербент
$P\%$			
0,000—0,020	18,8	34,1	60,5
0,021—0,040	31,7	50,0	24,3
0,041—0,060	24,5	5,8	9,1
0,061—0,080	12,2	4,3	6,1
0,081—0,100	5,6	2,9	—
0,101—0,120	0,9	0,0	—
0,121—0,140	2,7	2,9	—
0,141—0,160	1,8	—	—
0,161—0,180	0,9	—	—
0,181—0,200	0,0	—	—
> 0,200	0,9	—	—

Средние и максимальные значения коэффициентов дрейфа ($K_{др}$)

Без учета направления ветра			
Средн. $K_{др}$	0,051	0,036	0,023
Макс. $K_{др}$	0,210	0,140	0,072
При ветрах северо-западной четверти			
Средн. $K_{др}$	0,055	0,036	0,022
Макс. $K_{др}$	0,210	0,140	0,061
При ветрах юго-восточной четверти			
Средн. $K_{др}$	0,050	0,033	0,024
Макс. $K_{др}$	0,160	0,070	0,042
и случаев (зим)	106 (6)	35 (1)	33 (1)

чень — о. Тюлений). Распределение частот коэффициентов дрейфа в рассматриваемом районе и их основные характеристики приведены в табл. 8.26.

Итоги статистического обобщения синхронных наблюдений за скоростью ветра и дрейфа позволяют оценить скорости перемещения льда на участке Махачкала — Дербент и при северо-западных ветрах и определить время перемещения плавучего льда между смежными участками побережья (табл. 8.27).

По мере распространения льда вдоль западного побережья Среднего Каспия на участке от Махачкалы до Дербента скорость дрейфа уменьшается в два раза (при любой скорости ветра, поддерживающего вынос льда) (табл. 8.27). Такого же по-

Таблица 8.27

Характеристики дрейфа плавучего льда вдоль западного побережья Среднего Каспия при различных скоростях ветра

Скорость ветра, м/с	Махачкала	Изберг	Дербент	Район Апшеронского полуострова
---------------------	-----------	--------	---------	--------------------------------

Преобладающий коэффициент дрейфа $K_{др}$
| 0,020—0,050 | 0,010—0,035 | 0,005—0,025 |

Скорость дрейфа льда ($w_{др}$ м/с)

5	0,10—0,25	0,05—0,18	0,02—0,12
10	0,20—0,50	0,10—0,35	0,05—0,25
15	0,30—0,75	0,15—0,52	0,08—0,38
20	0,40—1,00	0,20—0,70	0,10—0,50
25	0,50—1,25	0,25—0,88	0,12—0,62

Перемещение льда за сутки, км

5	8,6—21,6	4,3—15,1	2,2—10,8
10	17,3—43,2	7,6—30,2	4,3—21,6
15	25,9—64,8	12,9—45,6	6,5—32,4
20	34,6—86,4	17,3—60,5	8,6—43,6
25	43,6—108,0	21,6—75,6	10,8—54,0

Время перемещения льда между соседними пунктами, сут

5	3—9	5—18	16—83
10	2—4	2—9	8—42
15	1—3	2—5	6—28
20	1—2	1—4	4—21
25	1—2	1—3	3—16

Время перемещения льда от заданного района к Апшерону, сут

5	25—110	21—100	16—83
10	12—55	11—50	8—42
15	8—36	7—37	6—28
20	6—28	5—25	4—21
25	5—22	4—20	3—16

рядка уменьшение расстояния, «пройденного» льдом за сутки.

Согласно расчетам, при сильных ветрах ($v_a \geq 25$ м/с) плавучий лед из района Махачкалы может достичь Изберга через 1—2 сут, к району Дербента он подойдет через 2—5 сут, а к Апшеронскому району — не ранее чем через 5 сут. В случае преобладания слабых ветров тяжелый плавучий лед распространится до Изберга за 7—9 суток, до Дербента — почти за месяц (27 су-

Таблица 8.28

Обобщенные значения скоростей дрейфа льда

Элемент	Уральская бороздина	Остров Кузнецова	Форт-Шенченко	Остров Тюлений	Махачкала	Изберг	Дербент
Год	1952	1956—1970	1950—1978	1953—1970	1953—1980	1950—1976	1954—1977
n	55	197	49	258	173	213	191
$\bar{w}_s$ см/с	15,9	11,4	14,6	17,3	32,1	14,6	6,0
$\bar{w}_s$ км/сут	0,22	0,16	0,20	0,24	0,45	0,20	0,08
σ_s	20,5	13,7	22,1	12,6	22,2	14,6	4,9
$\bar{w}_x$ см/с	—0,1	—0,4	—3,0	—6,2	—8,6	—8,7	—2,1
$\bar{w}_y$ см/с	—1,2	—6,0	—6,3	—7,6	+12,5	+8,0	+2,4
σ_x	16,8	14,6	11,4	14,2	24,1	13,0	4,7
σ_y	18,2	8,3	9,9	12,2	26,8	12,6	5,2
$\bar{w}_r$ см/с	1,2	6,0	7,0	9,8	15,2	11,8	3,2
$\bar{w}_r$ км/сут	0,02	0,08	0,10	0,14	0,21	0,16	0,04
w_{max} см/с	22	31	43	32	—	—	—
$r_{x,y}$	—0,34	—0,37	—0,14	+0,31	—0,56	—0,40	—0,66

ток). В этой ситуации при дрейфе от Махачкалы к Апшерону (при слабом ветре) плавучий лед, подвергаемый механическому и термическому действиям, не достигнет Апшеронского полуострова.

Согласно рекомендациям ААНИИ [127, 132], для практических целей предпочтительнее использовать простые розы дрейфа. Конечные результаты расчетов параметров эллипсоидов рассеивания векторов дрейфа, максимально возможные скорости дрейфа и направления результирующих ветров приведены в табл. 8.28 для семи пунктов наблюдений за дрейфом у побережий, на островах и в открытой части моря (Уральская бороздина).

Как показали расчеты, средняя скорость случайных векторов дрейфа $\bar{w}$, изменяется в пределах 11—17 см/с в северной части моря и последовательно понижается от 32 до 6 см/с на участке от Махачкалы до Дербента.

8.5. Физико-механические свойства льда

8.5.1. Текстура и структура льда

В зависимости от характера включений и структурных особенностей ледяного покрова на Каспии можно выделить три вида льда:

1) на участках с малой динамичностью льда формируется монолитный лед, не имеющий заметного разделения на слои. Кристаллы монолитов имеют шестовато-игольчатую или призматическо-зернистую форму; количество включений велико;

2) ледяной конгломерат, состоящий из смерзшихся первичных форм льда и обломков льдин. Строение кристаллов в форме включений отличается большим разнообразием;

3) наиболее распространенный слоистый лед, образующийся в зоне высокой динамичности ледяного покрова при смерзании льдов с различными структурными особенностями. Он имеет мелкокристаллическое строение с преобладанием сферических и вертикально-ветвистой форм включений.

В начале ледообразования при спокойном состоянии моря и постепенном охлаждении образуется чистый, без примеси, игольчатый лед, состоящий из правильных кристаллов — «пирамид», перпендикулярных поверхности моря. Этот лед наиболее прочен и менее солен, так как рассол успевает стечь по вертикальным ячейкам и полостям.

Однородный, прозрачный, монолитный текстуры лед характерен для предустьевых участков Волги и Урала, ограниченных 1-метровой изобатой. За пределами устьевых областей на мелководьях в случае резкого похолодания с выпадением снега (ядра кристаллизации) образуется губчатый зернистый лед с кристаллами, не ориентированными относительно поверхности.

В мористых районах к монолитному отнесен [252, 253, 305] лед однородной текстуры с небольшим количеством включений. Вероятность его образования незначительна, особенно в районах высокой динамичности ледяного покрова — на акватории Уральской бороздины и в прикромочной зоне.

В начале зимы в результате дробления ниласового и молодого льда под влиянием ветра и по-

следующего смерзания формируется конгломерат. В случае непродолжительных похолоданий смерзшийся лед представляет более рыхлые и менее прочные образования — ледяной агломерат.

В процессе нарастания льда и перехода его от ниласовых к серо-белым и белым возрастным видам лед зернистой текстуры может нарастать как кристаллический. Кристаллический лед, оказавшийся в зоне интенсивной вертикальной циркуляции, нарастает как губчатый, зернистый. В результате формируется кожеляционный лед.

В середине зимы в метаморфизме ледяного покрова доминирующими являются динамические факторы. После взлома припая или ледяных полей из ниласового и серого льда в результате подвижек, сжатий и наслоений и последующего смерзания создается ледяной покров многослойной текстуры. Прослойки этого льда параллельны друг другу и практически повторяют текстуру начального невзломанного льда. Вероятность образования льда сложной слоистой текстуры для мористых районов Среднего Каспия во второй половине зимы — около 60—70 %.

В соответствии с классификацией льда по структурно-генетическим признакам, предложенной Н. В. Черепановым [436, 437], лед Северного Каспия относится к шести типам льда распределенных водоемов группы А: А-1 — прозрачный лед, А-2 — лед мелкозернистой текстуры, А-3 — четко слоистый лед и А-5 — со значительным количеством включений, А-8 — рыхлый непрозрачный мелкозернистый лед, А-9 — лед, образующийся из снега.

Лед, образующийся в прибрежных районах Среднего Каспия, при сравнительно высокой солености и большой динамической активности водных масс, относится к типам Б-5 и Б-7, отражающим текстурные особенности льда солоноватых водоемов [437].

8.5.2. Термика льда

Количество тепла, поглощенного льдом из атмосферы, определяется суммарной солнечной радиацией, поступающей на поверхность льда ($Q + q$), и его отражательной способностью — альбедо (A_1).

Наблюдения за отражательной способностью льда, выполненные АЗГМО [65], показали, что альбедо зависит не только от заснеженности и разрушенности льда, но и от его толщины. Согласно результатам эксперимента [65], при отсутствии снега альбедо темного ниласа составляет 14—18 %, светлого ниласа 18—20 %, серого льда 20—23 %, серо-белого 23—38 % и белого 38—48 %. В случае наличия снега на льду альбедо увеличивается примерно в два раза. Значение A_1 льда, покрытого свежеснеженным снегом, может достигать 80—86 %.

В соответствии с инструментальными наблюдениями АЗГМО [65] суммарная радиация в феврале составляет 2420—3010 Дж при ясном небе. При наличии облачности (N) значение суммарной радиации последовательно понижается до 1254—1547 Дж при $N = 5$ баллов и до 669—961 Дж при сплошной облачности ($N = 10$ баллов).

Эффективное излучение (E_i^* Дж) равно разности длинноволнового излучения с поверхности льда (E_l) и встречного излучения атмосферы (E_a):

$$E_i^* = E_l - E_a. \quad (8.33)$$

Значение E_i^* , соответствующее разности между температурами воздуха и льда ($T_l - T$) $< 5^\circ\text{C}$, составляет примерно 481—585 Дж при ясном небе [292, 352]. С увеличением облачности до сплошной E_i^* убывает до 63—146 Дж.

Эффективная теплоемкость морского льда (c_{iST} — количество тепла, которое необходимо сообщить единице массы льда, чтобы изменить его температуру на 1°C) зависит от солёности льда и его температуры. Она учитывает теплоту фазовых преобразований в ячейках с рассолом при изменении температуры ледяного покрова.

Значения c_{iST} морского льда больше, чем пресноводного. Для речного и распреснённого льда аванделы Волги эффективная теплоемкость при температурах льда -2 , -10 и -20°C соответственно составляет $(2,10; 2,05 \text{ и } 1,92) \cdot 10^3 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{K)}$. Для льда открытых районов Северного Каспия с преобладающей солёностью в $1\text{--}2\text{‰}$ значения c_{iST} соответственно достигают $(11,20; 2,38; 2,09) \times 10^3 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{K)}$. Таким образом, чем выше солёность льда, тем больше требуется тепла для повышения его температуры.

Температуропроводность морского льда выражается суммарной теплопроводностью кристаллов льда, рассола и воздушных включений во льду и характеризуется коэффициентом теплопроводности λ_{iST} . Значения λ_{iST} несколько повышаются с понижением температуры льда и уменьшаются с ростом его солёности [352, 454]. Для льда Северного Каспия солёностью около 2‰ значения λ_{iST} при температуре -2 ; -10 ; -20°C составляют соответственно $(23,32; 23,20; 23,00) \cdot 10^3 \text{ Вт/(м} \cdot \text{K)}$.

Температуропроводность, отражающая скорость изменения температуры льда в зависимости от поступающего к нему тепла (при нестационарной теплопроводности), вычисляется по отношению коэффициента теплопроводности λ_{iST} к объёмной эффективной теплоемкости c_{iST} и выражается коэффициентом эффективности температуропроводности K_{iST} :

$$K_{iST} = \lambda_{iST} / (c_{iST} \rho_l), \quad (8.34)$$

где ρ_l — плотность льда, кг/м^3 .

Большая изменчивость теплового баланса на поверхности льда, определяющая нестационарность тепловых потоков через лед и непостоянство перечисленных выше теплофизических характеристик (λ_{iST} , c_{iST} , K_{iST}) при структурных неоднородностях льда, обуславливает сложный характер и многообразие термической стратификации льда Каспия.

Суточный ход температуры на поверхности гладкого льда в основном повторяет ход температуры воздуха при сдвиге максимума на $2\text{--}3$ ч. Это подтверждается результатами синхронных наблюдений за температурой воздуха и различных слоев льда в марте 1952 г. в районе Уральской бороздины и в марте 1952 г. у о. Искусственного (рис. 8.11).

В соответствии с результатами наблюдений суточные колебания температуры воздуха в $1,5\text{--}2$ раза больше колебаний температуры в поверхностном слое гладкого и заснеженного льда. Наблюдается достаточно выраженная линейная связь между температурой воздуха (T) и температурой поверхностного слоя бесснежного льда ($T_{l,0}$), построенная по материалам экспедиционных наблюдений АЗГМО за 1971—1977 гг.

Результаты инструментальных измерений показывают, что в ходе временной изменчивости температуры льда в различных его слоях может наблюдаться определенная асинхронность (рис. 8.11). Так, начавшееся 4 марта 1972 г. похолодание обусловило понижение температуры льда лишь в поверхностном слое $0\text{--}10$ см. В нижней части льдины продолжалось незначительное повышение температуры — на $0,1\text{--}0,2^\circ\text{C}$. Асинхронными оказались изменения температуры в толще льда $5\text{--}6$, $8\text{--}9$ и $15\text{--}16$ марта 1972 г. Весьма незначительное похолодание 22 марта 1972 г. также вызвало понижение температуры только в поверхностном слое льда. В остальной части льдины продолжалось повышение температуры, начавшееся с потеплением 20 марта 1972 г.

Широкий диапазон колебаний температуры воздуха в пределах одной зимы и в многолетнем аспекте обуславливает многообразие видов термической стратификации ледяного покрова.

Как следует из распределения температуры в ледяном покрове на стандартных разрезах Северного Каспия, наиболее «чувствительными» к похолоданиям и потеплениям оказываются поверхностные слои льда (рис. 8.12). В приводной части льда вследствие контактного теплообмена на границе вода—лед преобладают значения температуры льда до $-1\text{...}-2^\circ\text{C}$. Только после интенсивных устойчивых похолоданий с понижением температуры воздуха до $-18\text{...}-20^\circ\text{C}$ и ниже значения температуры в приводном слое льда могут понижаться до $-4\text{...}-8^\circ\text{C}$ (рис. 8.12).

При слабых морозах (до -5°C) преобладает распределение температуры льда, близкое к гомотермии. С понижением температуры до $-10\text{...}-20^\circ\text{C}$ и ниже в молодом льду создается резкий контраст температуры между верхней и приводной частями льда.

В серо-белом льду при таких похолоданиях в поверхностном слое (от 0 до $10\text{--}15$ см) формируется слой температурного скачка, а ниже наблюдается незначительное повышение температуры льда. В белом льду толщиной более 50 см наибольшие колебания температуры отмечаются в слое $0\text{--}40$ см. При резких похолоданиях (T ниже $-18\text{...}-20^\circ\text{C}$) температура на поверхности льда понижается до $-13\text{...}-15^\circ\text{C}$; на горизонте 40 см до $-5\text{...}-7^\circ\text{C}$. Такого же порядка изменения температуры происходят на нижней границе льда.

Значительная изменчивость температуры поверхностного слоя льда и относительная стабильность термических условий в нижней части ледяного покрова сопровождаются термическими деформациями льда, что происходит не только из-за фазовых изменений в ячейках с рассолом, но и за счет нарушения его целостности (образование термических трещин) и структуры, а следовательно, изменения прочностных показателей льда.

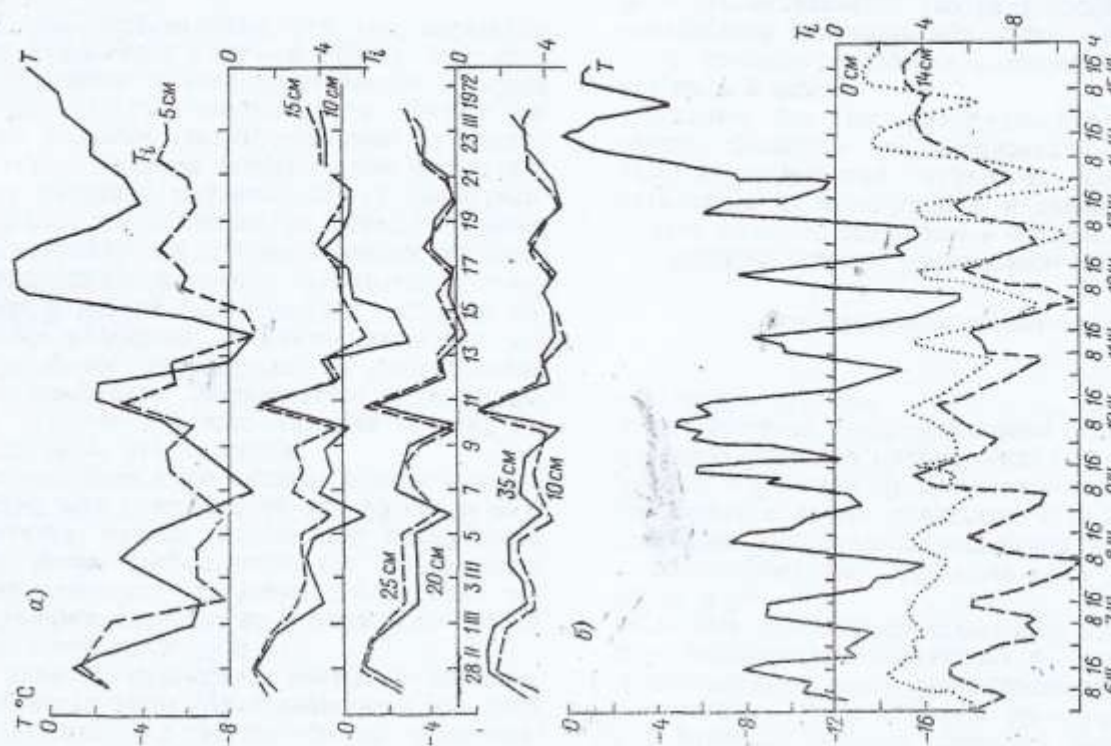


Рис. 8.11. Временная изменчивость температур воздуха T и ледяного покрова T_i на разных горизонтах у о. Искусственного (а) и в точке $45^{\circ}29,8'$ с.ш., $50^{\circ}47,5'$ в.д. (б).

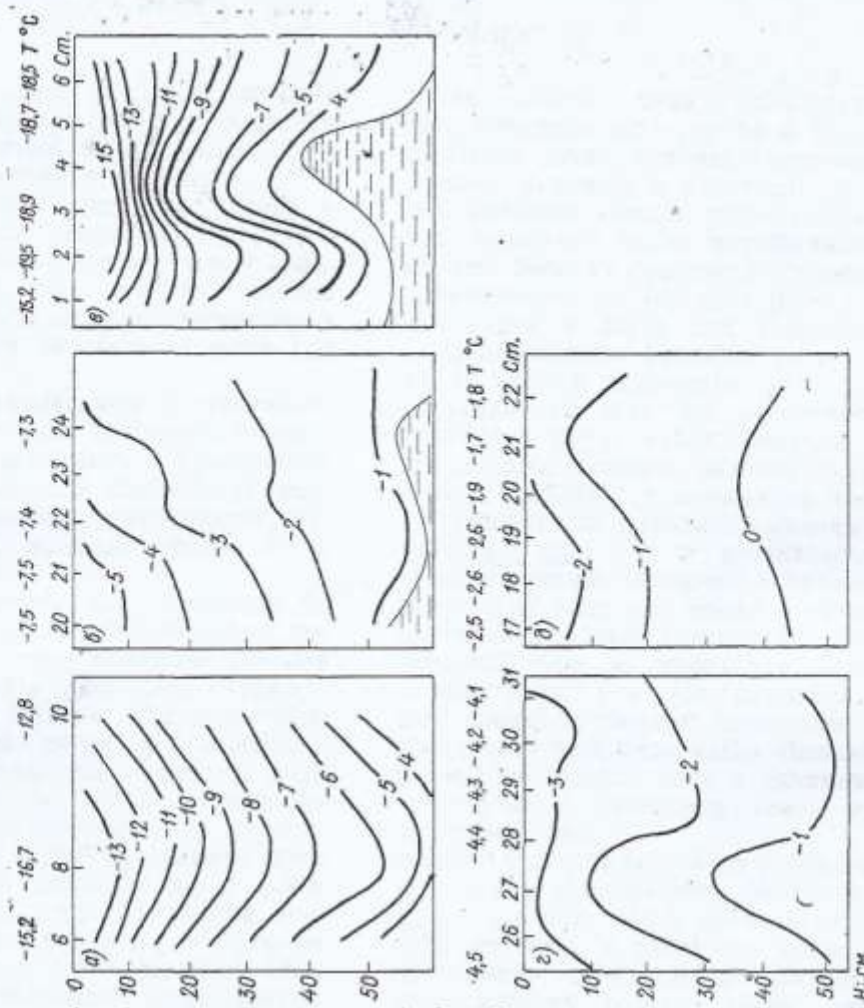


Рис. 8.12. Распределение температуры ледяного покрова ($^{\circ}\text{C}$) на стандартных разрезах Северного Каспия.
а — разрез 1, 31 I — 1 II 1972 г.; б — разрез 11, 17 II 1973 г.; в — разрез 1, 23–26 I 1973 г.; г — Волго-Каспийский канал, 1 III 1972 г.; д — разрез 11, 20–21 I 1974 г.; е —

8.5.3. Плотность льда

Строгая закономерность стратификации плотности метаморфического льда Каспия отсутствует; в большей степени она зависит от структуры и солености льда.

В первой половине зимы лед зернистой структуры, содержащий большое количество пузырьков воздуха, полостей и пор, оказывается менее плот-

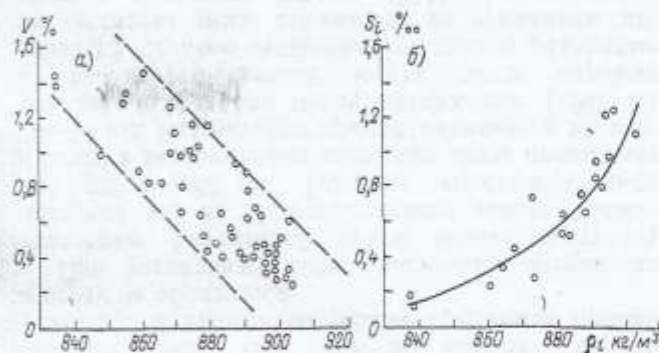


Рис. 8.13. Зависимость плотности льда от его пористости V (а) и солености S_i (б).

ным, чем кристаллический оптически прозрачный лед. Это подтверждается обратной связью между плотностью и пористостью льда (рис. 8.13 а). Весной с усилением миграции рассола соленость и плотность средней части льдины повышаются и устанавливается почти идентичная их стратификация.

На плотности льда кристаллической структуры изменения солености сказываются незначительно. Для льда зернистой структуры, изобилующего пузырьками и полостями различной формы, зависимость плотности льда от его солености достаточно выражена (рис. 8.13 б). Чем больше рассола содержится в порах и ячейках, чем значительней его концентрация, тем больше плотность льда при заданной температуре.

Роль теплового состояния льда в изменении плотности можно оценить по результатам эксперимента при искусственном охлаждении образцов льда в смеси лед—соль [254]. Плотность льда при понижении его температуры до -20°C увеличивается с 918 до 930 кг/м^3 .

Пространственная изменчивость плотности льда характеризуется широким диапазоном ее значений

(от 628 до 968 кг/м^3) (табл. 8.29). На устьевом взморье р. Волги плотность льда колеблется в пределах 652—929 кг/м^3 . В большинстве случаев (до 85 %) плотность сильно распресненного льда превышает 900 кг/м^3 [10, 79]. В широком диапазоне (от 628 до 969 кг/м^3) изменяется плотность льда различных структур и происхождения в прикромочной зоне плавучего льда. Повторяемость относительно плотного льда ($\rho_i > 900 \text{ кг/м}^3$) здесь около 55—60 % [254].

На акватории Уральской бороздины плотность льда различной текстуры колеблется от 829 до 926 кг/м^3 . Лед с плотностью $\rho_i > 900 \text{ кг/м}^3$ составляет 9—12 % (табл. 8.30). Наибольшая изменчивость плотности льда приходится на верхние слои ($\Delta\rho_i = 83 \text{ кг/м}^3$), чаще подвергаемые термическим деформациям. Диапазон изменений плотности льда постепенно уменьшается от верхних слоев к нижним.

Представляет интерес повторяемость плотности льда различной структуры в периоды его роста и разрушения и за зиму в целом (рис. 8.14). Наибольшие частоты в период развития льда (январь) приходится на плотность льда 900 кг/м^3 , в период разрушения преобладают льды с плотностью 870—890 кг/м^3 , максимум частот смещается к $\rho_i = 880 \text{ кг/м}^3$. Для льда кристаллической и переходной структур резко выраженный максимум частот (35 %) соответствует плотности льда 900 кг/м^3 . Для льда зернистой структуры распределение частот плотности льда более сглаженное (рис. 8.14).

По данным Б. А. Мамедова [265], в большинстве бухт и заливов Среднего Каспия плотность льда, образовавшегося на месте, изменяется в диапазоне 653—910 кг/м^3 (табл. 8.29). Повторяемость образования льда со значениями $\rho_i > 900 \text{ кг/м}^3$ не более 15—20 % (табл. 8.30).

Осредненные значения плотности по слоям и для льдины в целом для акватории Уральской бороздины показали, что диапазон изменчивости плотности в пределах слоя почти в 1,5—2 раза меньше, чем для отдельных образцов. Изменения средней для льдины плотности сравнительно невелики. Если плотность отдельных образцов льда изменялась от 829 до 926 кг/м^3 , то колебания плотности льдин в целом находились в пределах 862—900 кг/м^3 (табл. 8.30).

Средняя плотность льдины (ρ_i) является одним из показателей ее плавучести, выражаемой коэф-

Таблица 8.29

Экстремальные значения плотности льда северной части Каспийского моря (ρ_i кг/м^3)

Район исследований	Период наблюдений	Исследователь	Плотность льда, ρ_i кг/м^3		Процент образцов с $\rho_i > 0,9$	Число определенных	Характер льда
			мин.	макс.			
Волго-Каспийский канал	Декабрь 1938 г.	Б. А. Аполлон,	836	919	83	12	Припай
	Январь 1939 г.	В. В. Медовиков,	659	929	85	105	»
	Февраль 1939 г.	То же	736	917	50	51	»
Северо-западная часть Уральская бороздина	Март 1941 г.	А. Н. Третьяков	858	—	—	1	»
	Февраль 1952 г.	В. Л. Цуриков,	829	917	15	55	Сморозь
		Л. Е. Веселова					
Прикромочная зона	Март 1952 г.	То же	834	926	18	129	»
	Апрель 1952 г.	»	845	889	0	23	»
	Февраль 1960 г.	Л. В. Лукьянова	714	968	60	30	Плавучий
	Январь—март 1961 г.	То же	734	962	54	75	»
	Февраль 1960 г.	»	628	866	0	69	»

Таблица 8.30
Повторяемость ($P\%$) плотности льда (ρ_i кг/м³)
в районе Уральской бороздины

ρ_i	По отдельным образцам				Осредненные по слоям			
	верх	сере- дизна	низ	все слои	верх	сере- дизна	низ	в це- лом по лагуне
821—830	1,3	—	—	0,5	—	—	—	—
831—840	1,3	—	—	0,5	—	—	—	—
841—850	7,7	—	—	2,8	—	—	—	—
851—860	15,4	4,1	11,7	10,4	31,7	5,3	—	—
861—870	11,5	17,8	8,3	12,8	—	10,5	11,1	25,0
871—880	10,2	20,5	25,0	18,0	21,0	36,9	33,3	25,0
881—890	24,4	19,2	25,0	22,8	21,0	21,0	22,2	25,0
891—900	19,2	26,1	20,0	21,8	25,3	21,0	16,7	25,0
901—910	6,4	8,2	6,7	7,1	—	5,3	16,7	—
911—920	2,6	2,7	3,3	2,8	—	—	—	—
921—930	—	1,4	—	0,5	—	—	—	—
$\bar{\rho}_i$	78	73	60	211	19	19	18	20
Средн.	877	884	883	881	876	880	884	881
Макс.	912	926	920	926	900	902	903	900
Мин.	829	851	856	829	851	855	861	863
$\Delta\rho_i$	83	70	64	92	49	47	42	37

фициентом плавучести $P_0 = (\rho_w - \rho_i)$, который представляется массой груза, заставляющего тонуть 1 м³ льда.

Согласно исследованиям Н. Н. Зубова [163], плавучесть льда выражается произведением коэф-

фициента плавучести (P_0 кг/м³) на толщину (H_i м) и площадь льда (S_i м²) или на его общий объем (V_i м³):

$$P = H_i S_i P_0 = H_i S_i (\rho_w - \rho_i) = V_i (\rho_w - \rho_i). \quad (8.35)$$

Чем больше плотность воды, тем выше коэффициент плавучести P_0 , чем больше плотность льда, тем меньше его плавучесть.

Оценка возможности выгрузки людей и оборудования на плавучий лед (или припай) в критических ситуациях или в аварийных условиях имеет большое практическое значение.

В книге рассчитана плавучесть льда для районов моря с плотностью воды 1000 и 1005 кг/м³ по средним значениям плотности 860, 880, 900 и 920 кг/м³ для белого льда толщиной 30 и 50 см.

Плавучесть мелкобитого льда размерами 1, 5 и 10 м в поперечнике (или площадью 1, 25, 100 м² соответственно) выражается в килограммах; плавучесть крупнобитого льда длиной 50 и 100 м (площадью 2500 и 10 000 м²) и ледяных полей протяженностью 500 м в поперечнике — тоннами.

В табл. 8.31 приведены значения плавучести, рассчитанные для льда различной плотности, толщины и размеров по акватории моря, где ежегодно образуется ледяной покров.

Значения плавучести P рассчитаны для равномерного распределения нагрузки по площади льда.

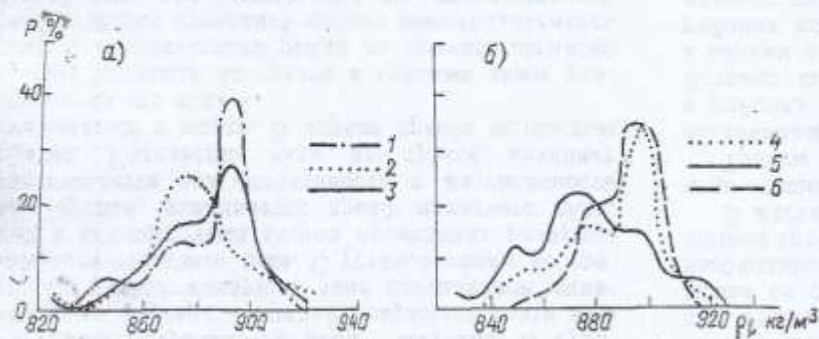


Рис. 8.14. Распределение частот P плотности льда ρ_i .
а — в период развития (1), разрушения (2) и в целом за зиму (3); б — для льда разной текстуры: кристаллической (4), зернистой (5) и переходных форм (6).

Таблица 8.31

Плавучесть P льда Каспийского моря различной плотности (ρ_i), толщины (H_i) и размеров (S_i)																
ρ_w кг/м ³	1 000				1 000				1 005				1 005			
ρ_i кг/м ³	860	880	900	920	860	880	900	920	860	880	900	920	860	880	900	920
$P_0 = \rho_w - \rho_i$	140	120	100	80	140	120	100	80	145	125	105	85	145	125	105	85
H_i м	0,30	0,30	0,30	0,30	0,50	0,50	0,50	0,50	0,30	0,30	0,30	0,30	0,50	0,50	0,50	0,50
$H_i P_0$ кг/м ²	42	36	30	24	70	60	50	40	44	38	32	26	72	62	52	42
Мелкобитый лед, $l_i = 1$ м, $S_i = 1$ м²																
P кг	42	36	30	24	70	60	50	40	44	38	32	26	72	62	52	42
$l_i = 5$ м, $S_i = 25$ м²																
P кг	1 050	900	750	600	1 750	1 500	1 250	1 000	1 100	950	800	650	1 800	1 550	1 300	1 050
$l_i = 10$ м, $S_i = 100$ м²																
P кг	4 200	3 600	3 000	2 400	7 000	6 000	5 000	4 000	4 400	3 800	3 200	2 600	7 200	6 200	5 200	4 200
Крупнобитый лед, $l_i = 50$ м, $S_i = 2500$ м²																
P т	105	90	75	60	175	150	125	100	110	95	80	65	180	155	130	105
$l_i = 100$ м, $S_i = 10 000$ м²																
P т	420	360	300	240	700	600	500	400	440	380	320	260	720	620	520	420
Ледяные поля, $l_i = 500$ м, $S_i = 250 000$ м²																
P т	10 500	9 000	7 500	6 000	17 500	15 000	12 500	10 000	11 000	9 500	8 000	6 500	18 000	15 500	13 000	10 500

При повышении указанных нагрузок лед теряет свою плавучесть. Более крупный по протяженности и толщине плавучий лед (или припай) выдерживает нагрузки, превышающие значения, приведенные в табл. 8.31.

8.5.4. Механические свойства льда

В основу исследования физико-механических свойств ледяного покрова Каспийского моря положены материалы инструментальных наблюдений ледовых экспедиций. Основные результаты перечисленных выше экспедиций приведены в Справочнике по шельфу Каспийского моря [113]. В настоящей работе излагаются итоги анализа экспедиционных исследований ГОИНа, АЗГМО.

Наиболее важными показателями, определяющими степень влияния льда на гидротехнические сооружения и характер движения судов, являются механические свойства, выражаемые прочностью льда. Под прочностью льда понимают сопротивление льда разрушению под влиянием внешних сил, обуславливающих сжатие, изгиб и растяжение.

Прочность льда зависит от его физических характеристик — его структуры, температуры, солёности, плотности, пористости, а также условий эксперимента. Сложная зависимость прочности льда от определяющих ее факторов требует строгого выполнения комплекса перечисленных выше наблюдений, что не всегда осуществлялось в экспедиционных условиях и ограничивало выводы причинно-следственных связей.

Предел прочности (временное сопротивление) льда на сжатие $\sigma_{сж}$. Предел прочности образцов льда на сжатие в Каспийском море изменяется в широком диапазоне от 0,14 до 6,0—8,0 МПа. Столь большая изменчивость значений $\sigma_{сж}$ объясняется разнообразием структур, различием солёности и плотности исследуемых образцов, значительными вариациями температуры льда и окружающей среды, а также особенностями экспериментов.

Эксперименты по оценке прочности при сжатии пресноводного льда (на р. Бахтемир и Волго-Каспийском канале) при температуре воздуха от 1 до -9°C показали, что прочность речного льда при сжатии в два-три раза превышает прочность при сжатии пресноводного «морского» льда при любом направлении прилагаемых усилий (табл. 8.32). Пресный (речной) лед при изгибе выдерживает меньшие нагрузки (до 1,8—1,9 МПа), чем при сжатии ($\sigma_{сж}^I$ — до 4,5 МПа; $\sigma_{сж}^{II}$ — 5,3 МПа).

Результаты экспедиционных наблюдений за прочностью льда при боковом сжатии $\sigma_{сж}^I$ в районе Уральской бороздины показали, что наиболее прочным при сжатии является прозрачный лед кристаллической структуры. Максимальные значения пределов прочности как отдельных образцов, так и в целом слое приходятся на среднюю часть льдины. Здесь средние и максимальные значения $\sigma_{сж}^I$ (боковое сжатие) составляют соответственно 2,79—5,95 МПа (по образцам) и 2,74—3,85 МПа (для слоя в среднем). Наименее прочными в монолитном льду кристаллической структуры являются нижние слои льдины, в которых средние значения $\sigma_{сж}^I$ составляют 1,9—2,0 МПа, а максимум $\sigma_{сж}^I$ не превышает 2,6—3,3 МПа (табл. 8.33).

Таблица 8.32

Прочность льда при сжатии и изгибе речного и пресноводного льда, по [12]

Элемент	$\sigma_{сж}^I$	$\sigma_{сж}^{II}$	$\sigma_{изг}$	$\sigma_{сж}^I - \sigma_{сж}^{II}$	Число случаев
р. Бахтемир, с. Оля					
$T^{\circ}\text{C}$	-1,7	+10	-3,0	4,0	6
$T_i^{\circ}\text{C}$	-1,0	-1,0	-1,0	0,0	6
$\sigma_{сж}^I$ МПа	4,47	6,03	2,67	3,36	10
$\sigma_{сж}^{II}$ МПа	5,26	7,39	3,86	3,53	10
$\sigma_{изг}^I$ МПа	1,11	1,87	0,76	1,11	4
$\sigma_{изг}^{II}$ МПа	1,10	1,92	0,77	1,15	4
Волго-Каспийский канал, о. Искусственный					
$T^{\circ}\text{C}$	-4,6	-1,0	-9,0	8,0	22
$T_i^{\circ}\text{C}$	-1,8	0,0	-5,2	5,2	22
$\sigma_{сж}^I$ МПа	1,27	4,35	1,84	2,51	131
$\sigma_{сж}^{II}$ МПа	1,80	3,68	1,29	2,39	115

Очень слабым при сжатии является матовый лед зернистой структуры, особенно в верхней части льдины, более подверженной колебаниям температуры воздуха. В верхней части льда средняя прочность при сжатии (0,6—0,7 МПа) в два раза меньше, чем в средней и нижней частях (1,25—1,37 МПа). Более низкими являются и максимальные значения $\sigma_{сж}$ в этих слоях (табл. 8.33).

В полупрозрачном льду отмечается последовательное понижение прочности при сжатии от верхних слоев (1,32 МПа) к нижним (1,18 МПа).

В ледяном покрове с четко выраженной слоистой структурой наблюдается своеобразное вертикальное распределение значений $\sigma_{сж}$. Очень устойчивыми к нарушению структуры и образованию ее дефектов оказываются прослойки прозрачного льда в средней части льдины. Максимальные значения $\sigma_{сж}^{II}$ в этих прослойках могут достигать 5,0—5,9 МПа. Прозрачный лед кристаллической структуры на всех стадиях развития не разрушается при нагрузках менее 0,9—1,0 МПа (табл. 8.33).

Минимальная прочность при сжатии характерна для матового льда зернистой структуры, изобилующего дефектами кристаллической решетки и разрушающегося даже при нагрузках 0,14—0,54 МПа. Предельная нагрузка, выдерживаемая этим льдом, не превышает 2,0 МПа.

Для определения прочности при сжатии плавучего льда в прикромочной зоне испытаниям подвергались образцы из каждого слоя льда, охлажденные в смеси снег—соль до температуры окружающей среды и значительно ниже, до $-10...-14^{\circ}\text{C}$. Оказалось, что средние и экстремальные значения $\sigma_{сж}$ для прикромочной зоны плавучего льда гораздо выше значений $\sigma_{сж}$ для речного, пресноводного и более прочного льда Уральской бороздины. Поэтому в настоящей работе средние и максимальные значения $\sigma_{сж}$, заимствованные из работ [252, 253], пересчитаны для льда, находившегося в естественных условиях при температуре окружающей среды и с учетом его охлаждения (табл. 8.34).

Для плавучего льда в прикромочной зоне наибольшую нагрузку при сжатии выдерживают по-

Таблица 8.33

Прочность при сжатии ($\sigma_{сж}$ МПа) образцов и слоев льда различной текстуры для района Уральской бороздины (зона сморози)

Слой	Характеристика	Прозрачный лед		Полупрозрачный лед		Матовый лед		Побщ
		n	$\sigma_{сж}$	n	$\sigma_{сж}$	n	$\sigma_{сж}$	
Верх	По образцам: Средн. Макс. Мин.	23	2,35	26	1,38	20	0,60	69
			3,83		3,48		1,74	
			1,17		0,60		0,14	
			2,66		2,88		1,60	
	Слой в среднем: Средн. Макс. Мин.	7	2,30	10	1,32	6	0,68	23
			3,27		2,10		1,66	
			1,40		0,42		0,27	
			1,87		1,68		1,39	
Середина	По образцам: Средн. Макс. Мин.	21	2,79	35	1,20	10	1,26	66
			5,95		3,22		1,87	
			1,04		0,50		0,41	
			4,91		2,72		1,46	
	Слой в среднем: Средн. Макс. Мин.	7	2,74	13	1,21	3	1,37	23
			3,85		2,35		1,67	
			1,32		0,61		0,94	
			2,53		1,74		0,73	
Низ	По образцам: Средн. Макс. Мин.	36	1,91	25	1,25	10	1,25	71
			3,26		1,91		1,97	
			0,96		0,66		0,54	
			2,30		1,25		1,43	
	Слой в среднем: Средн. Макс. Мин.	11	2,01	8	1,18	4	1,33	23
			2,59		1,56		2,12	
			0,98		0,83		0,69	
			1,61		0,73		0,43	

верхностные слои льда с более прочными кристаллическими связями, чем в приводных слоях льда, контактирующих со сравнительно более теплой водой. При боковом сжатии средние и максимальные значения прочности неохлажденного льда убывают от поверхности к нижним слоям с 2,94 до 1,94 и с 5,95 до 2,64 МПа соответственно. Наибольшие колебания пределов прочности льда при сжатии свойственны поверхностным и средним слоям льда. В нижней части льда амплитуда колебаний прочности неохлажденного льда при сжатии составляет 0,27 МПа (табл. 8.34).

При продольном сжатии ($\sigma_{сж}^{\perp}$ — нагрузка прилагается перпендикулярно поверхности льда, вдоль осей кристаллов) наблюдается противоположное распределение показаний прочности льда при сжатии — рост средних значений $\sigma_{сж}^{\perp}$ от верхних слоев к нижним с 1,89 до 2,76 МПа для неохлажденного льда. Минимальные показания $\sigma_{сж}^{\perp}$ сравнительно стабильны во всей толще льда (0,20—0,54 МПа).

Прочность при сжатии смерзшихся ледяных полей на акватории Уральской бороздины сравнительно однородна по вертикали (1,47—1,72 МПа, табл. 8.34). Максимум $\sigma_{сж}^{\perp}$ приходится на средние слои. В этих слоях отмечен и наибольший диапазон изменчивости значений $\sigma_{сж}^{\perp}$ отдельных образцов ($\sigma_{сж}^{\perp} = 5,54$ МПа), в то время как в прикромочной зоне наибольшая изменчивость значений $\sigma_{сж}^{\perp}$ наблюдается в верхних слоях.

Результаты повторных наблюдений прочности при сжатии образцов льда, взятых из одного слоя льдины в районе Уральской бороздины, показали, что различия в значениях прочности при сжатии образцов льда однородной текстуры могут достигать 0,5—1,0 МПа. Последнее, по-видимому, объясняется внесением дефектов в сторону образцов льда при подготовке их к экспериментам.

Практический интерес представляют сведения о пределах прочности льда при сжатии для различных направлений приложения разрушающего усилия. В районе Волго-Каспийского канала в идентичных гидрометеорологических условиях прочность распресненного льда при боковом сжатии ($\sigma_{сж}^{\parallel}$) была более чем на 1,0 МПа выше, чем при действии внешней силы перпендикулярно поверхности льда ($\sigma_{сж}^{\perp} < \sigma_{сж}^{\parallel}$) (табл. 8.32). В зоне плавающего льда подобное соответствие показательно только для поверхностных слоев. В средних и нижних частях льдины чаще всего $\sigma_{сж}^{\perp} < \sigma_{сж}^{\parallel}$ (табл. 8.34).

Наличие связи $\sigma_{сж} = f(T_i)$ подтверждается некоторым увеличением значений $\sigma_{сж}$ поверхностных слоев после сильных морозов [10, 67, 255]. Весной с повышением температуры воздуха и льда происходит ослабление межкристаллических связей в ледяном покрове. В результате лед разрушается при небольших внешних условиях, под нагрузками до 0,8—1,0 МПа.

Лабораторные исследования изменения прочности при сжатии пресного и морского льда при раз-

Таблица 8.34

Средние и экстремальные значения прочности (временного сопротивления) льда при сжатии ($\sigma_{сж}$ МПа) в Северном Каспии

Характеристика	По отдельным образцам				Осредненные по слоям			Ледина в целом
	верх	середина	низ	все слои	верх	середина	низ	
Уральская бороздина, $\sigma_{сж}^I$ (боковое)								
Средн.	1,47	1,72	1,58	1,59	1,45	1,70	1,37	1,51
Макс.	3,83	5,95	3,26	5,95	3,27	3,85	2,59	2,79
Мин.	0,14	0,41	0,54	0,14	0,27	0,61	0,69	0,42
$\Delta\sigma_{сж}$	3,69	5,54	2,72	5,81	3,00	3,24	1,90	2,37
n	69	66	71	206	23	23	23	23
Прикромочная зона, $\sigma_{сж}^I$ (боковое)								
Средн. (охлажд.)	4,20	2,77	2,06	3,19	3,59	2,29	1,92	2,88
Средн. (естеств.)	2,94	2,32	1,92	2,62	—	—	—	—
Макс. (охлажд.)	7,20	5,82	2,64	7,20	7,00	4,17	2,20	4,08
Макс. (естеств.)	5,94	(5,82)	2,28	5,94	—	—	—	—
Мин.	0,32	0,79	1,65	0,32	0,32	1,16	1,65	1,84
$\Delta\sigma_{сж}$ (охлажд.)	6,88	5,03	0,99	6,88	6,68	3,01	0,55	2,24
$\Delta\sigma_{сж}$ (естеств.)	5,62	1,98	0,27	5,62	—	—	—	—
n	14	11	4	29	6	4	2	4
Прикромочная зона, $\sigma_{сж}^I$ (продольное)								
Средн. (охлажд.)	2,53	3,16	3,37	2,99	2,69	3,33	3,63	3,12
Средн. (естеств.)	1,89	2,41	2,76	2,21	—	—	—	—
Макс. (охлажд.)	8,34	8,47	7,82	8,47	8,34	6,19	6,79	5,16
Макс. (естеств.)	5,16	4,56	4,95	5,16	—	—	—	—
Мин.	0,20	0,54	0,33	0,20	0,45	0,86	1,53	1,39
$\Delta\sigma_{сж}$ (охлажд.)	8,14	7,93	7,49	8,27	7,89	5,33	5,26	3,77
$\Delta\sigma_{сж}$ (естеств.)	4,96	4,02	4,62	4,96	—	—	—	—
n	42	37	34	113	12	10	10	10

личных его температурах (-9 ; -13 ; -23 ; -29°C), выполненные Б. А. Мамедовым [265, 266], показали последовательное повышение значений $\sigma_{сж}$ с 1,2 до 4,5 МПа для пресного и с 0,7 до 3,5 МПа для морского льда при изменении температуры образцов с -9 до -29°C .

В бухтах и заливах Среднего Каспия, по данным Б. А. Мамедова [265], прочность при сжатии льда «местного» происхождения последовательно убывает к югу. Максимальные из наблюдаемых значения понижаются с 2,30 МПа в Махачкалинской бухте до 0,78 МПа в Апшеронском заливе и с 2,55 МПа в бух. Баудино до 1,02 МПа в Красноводском заливе (табл. 8.35).

Статистические обобщения значений $\sigma_{сж}$ вы-

полнены только для Уральской бороздины, где длина исходного ряда наблюдений за боковым сжатием льда превысила 200 ($n = 206$). Наибольшие частоты ($P\%$) пределов прочности льда при сжатии для акватории бороздины для образцов и слоев приходится на диапазоны 0,81—1,20; 1,21—1,60; 1,61—2,0 МПа. На те же диапазоны падают максимальные частоты и для льда в целом (табл. 8.36).

Предел прочности (временное сопротивление) льда при изгибе. Измерения временного сопротивления льда при изгибе в экспедиционных условиях до 1970 г. производились с помощью гидравлического пресса [10, 434]. Испытанию подвергались балочки размером $5 \times 5 \times 20$ — 23 см [10] или

Таблица 8.35

Экстремальные значения временных сопротивлений (прочности) льда при сжатии в портах и заливах Каспийского моря, по [265]

Район исследований	Период наблюдений	Температура воздуха (T_a) и льда (T_l)	Экстремальные значения				n	Характеристика льда
			$\sigma_{сж}^I$		$\sigma_{сж}^{II}$			
			мин.	макс.	мин.	макс.		
Махачкала	Февраль 1959 г.	-10,5; -2,6	0,63	2,17	0,59	2,27	8	Приносной
	Февраль 1969 г.	-17,0; -3,0	0,52	2,30	0,63	2,63	20	Местный
Апшеронский полуостров	Февраль 1954 г.	-4,0; -3,0	0,23	0,78	0,27	1,41	4	Приносной
Красноводский залив	Декабрь 1959 г.	-5,0; -3,0	0,37	1,02	0,48	1,20	8	Местный
	Январь 1969 г.	-12,0; -7,0	0,38	0,90	0,42	1,10	20	»
Бакинский холодильник (искусственный лед)	Июль—август 1966 г.	-29,0; -9,0	1,20	4,50	1,20	4,50	20	Пресный лед
	Сентябрь 1966 г.	-29,0; -9,0	0,71	3,50	0,71	3,50	20	Солоноватый лед

Примечание. Сведения о прочности льда при сжатии приведены в работах [10, 252] без указания направления приложения нагрузок.

Таблица 8.36

Повторяемость ($P\%$) пределов прочности льда при боковом сжатии ($\sigma_{сж}$)
в районе Уральской бороздины

$\sigma_{сж}$ МПа	По отдельным образцам				Осредненные по слоям			Льдина в целом
	верх	середина	низ	все слои	верх	середина	низ	
0,00—0,40	8,1	1,3	—	3,3	5,6	—	—	—
0,41—0,80	13,6	17,3	9,5	13,6	22,2	23,8	15,0	15,0
0,81—1,20	14,9	21,4	22,2	19,5	5,6	14,3	20,0	20,0
1,21—1,60	19,0	24,1	17,4	20,3	22,3	33,3	20,0	15,0
1,61—2,00	16,2	14,7	22,3	17,4	16,6	9,5	10,0	25,0
2,01—2,40	9,4	9,3	15,8	11,3	16,6	9,5	20,0	15,0
2,41—2,80	8,1	2,6	9,6	6,6	11,1	—	10,0	10,0
2,81—3,20	5,4	—	—	1,8	—	4,8	—	—
3,21—3,60	2,7	4,1	3,2	3,3	—	4,8	5,0	—
3,61—4,00	1,3	—	—	0,5	—	—	—	—
4,01—4,40	1,3	2,6	—	1,4	—	—	—	—
4,41—4,80	—	—	—	—	—	—	—	—
4,81—5,20	—	1,3	—	0,5	—	—	—	—
5,21—5,60	—	—	—	—	—	—	—	—
5,61—6,00	—	1,3	—	0,5	—	—	—	—
Σ	69	66	71	206	23	23	23	23

$3 \times 5 \times 16$ см [80, 252]. С 1971 г. определение прочности льда при изгибе делалось специалистами АЗГМО на полевой испытательной машине ПИМ-100, сконструированной в ААНИИ. Испытанию подвергались круглые пластины, выпиленные из кернов диаметром 15,5 см и толщиной 2—3 см. Согласно [238], значения прочности пластин льда при изгибе оказались в 1,5 раза больше значений для балочек. Для получения сравнимых результатов производился пересчет показаний $\sigma_{изг}$ пластин к $\sigma_{изг}$ балочек по соотношению

$$\sigma_{изг, бал} = 0,65 \sigma_{изг, пл.} \quad (8.36)$$

Как показали результаты систематизации экспедиционных наблюдений, временное сопротивление льда Каспия при изгибе значительно меньше, чем при сжатии. Менее широк диапазон изменений значений $\sigma_{изг}$ — от 0,01 до 2,17 МПа (табл. 8.37). Согласно исследованиям [46, 238, 305, 350], временное сопротивление льда при изгибе зависит от скорости действия прилагаемой нагрузки, размера образцов, их структуры, солёности, плотности и от гидрометеорологических условий эксперимента.

В районе Уральской бороздины наиболее прочным при изгибе является прозрачный лед кристаллической структуры. Он выдерживает нагрузку до 0,38 МПа. Самыми прочными являются прозрачные образцы льда в верхней и средней частях льдины, где средние значения $\sigma_{изг}$ составляют около 1,3 МПа, а максимальные достигают 1,88—2,17 МПа (табл. 8.38). Как и при сжатии, наименее прочным при изгибе оказывается матовый лед зернистой структуры, разрушающийся при нагрузках до 1,5 МПа в поверхностном слое льда, около 1,0 МПа — в среднем и до 1,0 МПа — в нижнем.

Наиболее прочным при изгибе является пресный и распресненный лед в низовьях Волги и Урала и на взморьях этих рек. Максимальные значения $\sigma_{изг}$ в средней части льдины достигают 1,9—2,2 МПа (табл. 8.38).

По мере удаления от устьевых взморий и продвижения к границам припая, с уменьшением толщины ледяного покрова и солёности льда, уменьшается и предел прочности льда при изгибе.

Средние значения $\sigma_{изг}$ убывают от 0,98—1,06 МПа на Волго-Каспийском канале до 0,64 МПа у о. Тюленьего, от 0,92—0,55 МПа у Белинского банка до 0,45 МПа близ Кулалинской банки и от 0,98—1,05 МПа у о. Жесткого (Укатного) до 0,66 около о. Куалы.

Сравнительно высокой прочностью обладает ледяной покров в районе Уральской бороздины, формирующийся в результате смерзания наслонных и подслонных ледяных полей и крупнобитого льда («сморозь»). Средние значения $\sigma_{изг}$ в пределах слоев и льдины в целом превышают 0,7 МПа, а максимальные показания отдельных образцов, как и для пресноводного льда, достигают 2,17 МПа.

В бухтах и заливах Среднего Каспия значения временного сопротивления льда при изгибе последовательно убывают по направлению к югу с 0,6—0,7 МПа в районе Махачкалы до 0,3—0,4 МПа у Апшеронского полуострова и с 0,7—0,8 МПа в Баутинской бухте до 0,2—0,3 МПа в Красноводском заливе (табл. 8.35). Как показали исследования [80, 113], уменьшение пределов прочности льда при изгибе с севера на юг происходит не только за счет термических факторов и увеличения солёности льда. Большое влияние оказывают и динамические деформации, обуславливающие общее ослабление плавучего льда в процессе столкновений и дробления, а следовательно, и увеличения дефектов структуры льда.

Согласно лабораторным исследованиям [265] предел прочности льда при изгибе увеличивается с понижением температуры льда до -15°C , при дальнейшем ее понижении зависимость нарушается.

Результаты статистической обработки исходных рядов наблюдений за временным сопротивлением льда при изгибе по отдельным районам Северного Каспия свидетельствуют о своеобразной для каждого района повторяемости по диапазонам значений $\sigma_{изг}$.

Так, для низовий Волги и Урала, для устьевого взморья Волги наибольшие частоты для любого слоя и льдины в целом приходятся на интервалы $\sigma_{изг}$, близкие их средним значениям 0,61—0,80;

Таблица 8.37

Средние и экстремальные значения прочности (временного сопротивления) льда при изгибе ($\sigma_{изг}$ МПа) по районам Северного Каспия

Характеристика	По отдельным образцам				Осредненные по слоям			Льдина в целом
	верх	середина	низ	все слои	верх	середина	низ	
Низовья рек Волги и Урала (речной, пресный лед)								
Средн.	0,82	1,06	0,94	0,95	0,83	0,95	0,91	0,90
Макс.	1,01	2,16	1,18	2,16	0,99	1,03	1,03	1,02
Мин.	0,52	0,62	0,46	0,46	0,67	0,78	0,46	0,67
$\Delta\sigma_{изг}$	0,49	1,54	0,72	1,70	0,32	0,25	0,57	0,35
n	18	22	9	49	10	10	8	10
Взморье р. Волги								
Средн.	1,10	0,95	0,92	0,96	1,03	0,95	0,96	0,98
Макс.	1,93	1,97	1,67	1,97	1,93	1,53	1,67	1,66
Мин.	0,36	0,36	0,40	0,36	0,38	0,49	0,48	0,45
$\Delta\sigma_{изг}$	1,57	1,61	1,27	1,61	1,55	1,04	1,19	1,21
n	41	44	40	125	25	25	25	25
Северо-восточный район								
Средн.	0,81	0,73	0,61	0,72	0,86	0,76	0,64	0,75
Макс.	1,50	1,21	1,58	1,58	1,50	1,21	1,58	1,21
Мин.	0,27	0,27	0,22	0,22	0,27	0,27	0,27	0,27
$\Delta\sigma_{изг}$	1,23	0,94	1,36	1,36	1,23	0,94	1,31	0,94
n	45	43	43	131	34	34	34	34
Уральская бороздина								
Средн.	0,85	0,70	0,59	0,72	0,81	0,74	0,70	0,76
Макс.	2,17	1,74	1,62	2,17	1,58	1,46	1,77	1,77
Мин.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,16	0,12	0,12	0,12
$\Delta\sigma_{изг}$	21,7	17,4	16,2	21,7	1,42	1,34	1,65	1,65
n	59	55	52	166	23	23	23	23
Прикромочная зона								
Средн.	0,67	0,67	0,53	0,63	0,64	0,62	0,50	0,58
Макс.	1,10	1,10	1,10	1,10	1,02	1,06	1,10	1,06
Мин.	0,10	0,10	0,01	0,01	0,10	0,10	0,09	0,09
$\Delta\sigma_{изг}$	1,00	1,00	1,09	1,09	0,92	0,96	1,01	0,97
n	28	29	25	82	20	20	20	20
Весь Северный Каспий								
Средн.	0,87	0,80	0,68	0,78	0,85	0,79	0,72	0,84
Макс.	2,17	2,16	1,62	2,17	1,93	1,53	1,77	1,77
Мин.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,10	0,10	0,09	0,09
$\Delta\sigma_{изг}$	2,17	2,16	1,62	2,17	1,83	1,43	1,68	1,68
n	191	193	169	553	112	112	110	112

0,81—1,00; 1,01—1,20 МПа (табл. 8.39). Речной пресноводный лед не разрушается ($P = 0, \%$) при нагрузках менее 4 кг/см^2 , а на взморье — менее 2 кг/м^2 . Максимальные значения предела прочности в отдельных случаях достигают 1,97—2,16 МПа.

Если для низовий Волги изменчивость средних по слоям (и для кернов) значений $\sigma_{изг}$ не превышает 0,25—0,57 МПа, то на взморье, где преобладает различный по условиям формирования и текстуре лед, изменчивость даже осредненных для керна и слоев значений превышает 1,0 МПа.

Для северо-восточных районов интервалы больших частот несколько сдвинуты в сторону низких диапазонов $\sigma_{изг}$: 0,41—0,60; 0,61—0,80; 0,81—1,00 МПа. Здесь экстремальные значения временных сопротивлений при изгибе отдельных образцов и осредненных значений изменяются примерно от 0,2 до 1,6 МПа.

На участке Уральской бороздины средние значения $\sigma_{изг}$ близки к таковым для северо-восточных

районов (табл. 8.38). Однако в распределении частот по интервалам $\sigma_{изг}$ нет строгой закономерности. Сравнительно высокие частоты приходятся на интервалы в пределах $\sigma_{изг}$ от 0,21 до 1,60 МПа. Наиболее значимые частоты (21—36 %) падают на слабый при изгибе лед со значениями $\sigma_{изг}$ до 0,20 МПа. Более прочные при изгибе образцы льда со значениями $\sigma_{изг} > 1,60$ МПа встречаются гораздо реже ($P \leq 5 \%$). Для осредненных значений $\sigma_{изг}$ высокие частоты ($P = 16 \dots 22 \%$) охватывают интервалы от 0,41—0,60 до 1,21—1,40 МПа. Средние для льда значения $\sigma_{изг}$ изменяются от 0,16 до 1,38 МПа.

В прикромочной зоне плавучий лед обладает сравнительно низкой прочностью при изгибе. Наибольшие здесь значения временного сопротивления льда при изгибе не превышают 1,10 МПа. Наибольшие частоты наблюдаются в интервалах $\sigma_{изг}$ от 0,41—0,60 до 0,61—0,80 МПа.

В общем для Северного Каспия значения временных сопротивлений льда при изгибе (образцов

Таблица 8.38

Прочность при изгибе ($\sigma_{изг}$) образцов и слоев льда различной текстуры в районе Уральской бороздины

Слой	Характеристика	Прозрачный лед		Полупрозрачный лед		Матовый лед		$n_{общ}$
		n	$\sigma_{изг}$	n	$\sigma_{изг}$	n	$\sigma_{изг}$	
Верх	По образцам:	19	13,4	18	1,01	17	0,53	44
	Средн.		2,17		1,65		0,44	
	Макс.		0,55		0,12		0,06	
	Мин.		1,62		1,53		1,38	
Середина	Слой в среднем:	6	1,27	5	0,97	4	0,62	15
	Средн.		1,88		1,74		0,98	
	Макс.		0,67		0,12		0,41	
	Мин.		1,21		1,62		0,57	
Низ	По образцам:	20	1,36	10	0,79	25	0,35	70
	Средн.		1,74		1,35		1,07	
	Макс.		0,95		0,26		0,001	
	Мин.		0,79		1,09		1,07	
	Слой в среднем:	8	1,34	5	0,76	15	0,33	28
	Средн.		1,60		1,14		0,78	
	Макс.		1,05		0,63		0,02	
	Мин.		0,55		0,51		0,76	
	По образцам:	20	1,04	12	0,54	20	0,15	52
	Средн.		1,51		1,17		0,72	
	Макс.		0,26		0,06		0,001	
	Мин.		1,25		1,11		0,72	
	Слой в среднем:	6	1,08	4	0,56	6	0,21	16
	Средн.		1,35		0,95		0,72	
	Макс.		0,38		0,23		0,02	
	Мин.		0,96		0,72		0,70	

и осредненных значений) составляют 0,72—0,86 МПа. Максимум предела прочности отдельных образцов достигает 2,16—2,17 МПа, а осредненных по слоям значений $\sigma_{изг}$ — 7,53—1,93 МПа.

Предел прочности льда на растяжение ($\sigma_{рст}$ МПа). Значения определялись только для бухт и заливов Среднего Каспия. Результаты испытаний, выполненных Б. А. Мамедовым [265], показали, что при «работе» льда на растяжение он оказывается в 2—4 раза менее прочным, чем при сжатии. Временное сопротивление льда при растяжении изменяется от 0,13 до 0,67 МПа. С понижением температуры льда отмечается тенденция повышения значений $\sigma_{рст}$.

Динамическая твердость льда ($\sigma_{дт}$ МПа). Пределы динамической твердости льда, определенные для района Уральской бороздины, ограничены значениями $\sigma_{дт} = 0,34 \dots 3,68$ МПа и близки к значениям, полученным для арктических морей. При стационарном состоянии ледяного покрова изменчивость динамической твердости невелика. С началом таяния льда значения $\sigma_{дт}$ резко уменьшаются сначала на поверхности, затем по всей толще льда [435].

Упругие свойства льда. Упругость льда представлена модулем продольной упругости (E), полученным Б. А. Мамедовым [265] для бухт и заливов Среднего Каспия. Значения модуля продольной упругости не превышали $(2,5-3,5) \times 10^8$ МПа, что в три раза меньше значений для речного и озерного льда.

В заключение отметим следующее.

На большей акватории Северного Каспия преобладает лед слоистой структуры, вероятность образования которого 60—70 %. Термические условия ледяного покрова зависят от теплового баланса на его поверхности и интенсивности процессов теплообмена на границе лед—вода и в толще льда. Для поверхности льда хорошо выражена связь температуры льда (T_l) с температурой воздуха (T).

Плотность льда колеблется примерно от 630 до 968 кг/м³. Вероятность образования сравнительно плотного льда со значениями $\rho_l > 900$ кг/м³ составляет 85 % на устьевом взморье Волги, 55—60 % — в прикромочной зоне и 15—20 % — у побережья Среднего Каспия. Наибольшие частоты приходится на интервалы 870—900 кг/м³. Плотность льда в большей степени зависит от его структурных особенностей и солёности.

Разрушение льда под влиянием внешних сил оценено пределами прочности (временным сопротивлением) льда при сжатии, изгибе и растяжении. Наиболее прочным при сжатии является ледяной покров Северного Каспия, временное сопротивление которого в отдельных случаях может достигать 6—8 МПа. В Среднем Каспии предел прочности при сжатии льда местного происхождения не превышает 4,5 МПа. Сравнительно устойчивым показателем является временное сопротивление льда при изгибе, значения которого не превышают 2,17 МПа в Северном Каспии и 1,1 МПа — у побережья Среднего Каспия. Наибольшие частоты приходится на диапазон 0,41—1,20 МПа.

Таблица 8.39

Повторяемость (P %) пределов прочности льда при изгибе ($\sigma_{изг}$) в Северном Каспии

$\sigma_{изг}$ МПа	По образцам				Осредненные по слоям			Льдина в целом
	верх	середина	низ	все слои	верх	середина	низ	
Низовья рек Волги и Урала								
0,41—0,60	22,2	—	11,1	10,2	—	—	12,5	—
0,61—0,80	5,6	9,0	0,0	6,1	40,0	10,0	0,0	10,0
0,81—1,00	66,6	40,9	55,6	53,3	60,0	60,0	62,5	80,0
1,01—1,20	5,6	36,6	33,3	24,4	—	30,0	25,0	10,0
1,21—1,40	—	0,0	—	0,0	—	—	—	—
1,41—1,60	—	4,5	—	2,0	—	—	—	—
1,61—1,80	—	0,0	—	0,0	—	—	—	—
1,81—2,00	—	4,5	—	2,0	—	—	—	—
2,01—2,20	—	4,5	—	2,0	—	—	—	—
n	18	22	9	49	10	10	8	10
Взморье р. Волги								
0,21—0,40	4,8	2,2	4,0	4,0	4,0	0,0	0,0	0,0
0,41—0,60	2,4	9,1	10,0	7,2	4,0	8,0	8,0	3,0
0,61—0,80	19,5	18,2	17,5	18,4	24,0	16,0	24,0	24,0
0,81—1,00	32,0	36,4	32,5	33,6	24,0	40,0	32,0	36,0
1,01—1,20	17,1	18,1	22,5	19,2	20,0	20,0	20,0	20,0
1,21—1,40	9,7	4,6	5,0	6,4	8,0	4,0	4,0	8,0
1,41—1,60	4,8	6,8	2,5	4,8	4,0	8,0	4,0	0,0
1,61—1,80	7,3	2,3	5,0	4,8	8,0	4,0	8,0	8,0
1,81—2,00	2,4	2,3	—	1,6	4,0	—	—	—
n	41	44	40	125	25	25	25	25
Северо-восточный район								
0,21—0,40	8,7	6,9	23,4	12,9	5,9	8,8	23,5	3,0
0,41—0,60	15,6	16,2	32,6	21,3	8,8	11,8	23,5	22,6
0,61—0,80	24,5	39,7	27,9	31,0	29,4	38,3	32,5	32,0
0,81—1,00	26,8	25,6	4,6	19,0	26,5	29,4	5,9	30,3
1,01—1,20	13,3	9,3	6,9	9,9	12,7	8,8	8,8	9,1
1,21—1,40	8,9	2,3	2,3	4,5	11,8	2,9	2,9	3,0
1,41—1,60	2,2	—	2,3	1,4	2,9	—	2,9	—
n	45	43	43	131	34	34	34	34
Уральская бороздина								
0,00—0,20	21,9	31,0	36,5	29,8	4,3	8,7	22,0	8,7
0,21—0,40	6,8	7,3	11,5	8,4	13,0	8,7	13,0	8,7
0,41—0,60	8,5	3,6	5,8	6,0	17,4	21,9	4,3	26,2
0,61—0,80	11,1	16,4	3,8	10,8	21,9	17,4	17,4	13,0
0,81—1,00	5,9	10,9	9,6	8,4	13,0	13,0	13,0	4,3
1,01—1,20	10,2	10,9	15,3	12,0	17,4	13,0	13,0	21,7
1,21—1,40	16,9	5,4	13,6	12,0	4,3	4,3	13,0	17,4
1,41—1,60	10,2	10,9	1,9	7,8	13,0	13,0	0,0	—
1,61—1,80	3,4	3,6	1,9	3,0	—	—	4,3	—
1,81—2,00	0,0	—	—	0,0	—	—	—	—
2,01—2,20	5,1	—	—	1,8	—	—	—	—
n	59	55	52	166	23	23	23	23
Прикромочная зона								
0,00—0,20	7,2	3,4	16,0	8,5	10,0	5,0	15,0	5,0
0,21—0,40	7,2	6,9	16,0	9,7	55,0	10,0	25,0	10,0
0,41—0,60	14,3	24,1	24,0	20,7	15,0	30,0	20,0	40,0
0,61—0,80	49,9	48,5	24,0	41,6	55,0	35,0	30,0	35,0
0,81—1,00	17,8	6,8	16,0	13,4	10,0	10,0	5,0	5,0
1,01—1,20	3,6	10,3	4,0	6,1	5,0	10,0	5,0	5,0
n	28	29	25	82	20	20	20	20
Весь Северный Каспий								
0,00—0,20	7,8	9,3	13,6	10,1	2,7	2,7	7,3	2,7
0,21—0,40	6,3	5,2	13,0	8,0	6,2	6,2	14,5	3,6
0,41—0,60	11,0	10,3	16,6	12,5	8,9	15,2	13,6	14,3
0,61—0,80	21,5	26,0	16,0	21,4	33,1	25,9	24,7	22,3
0,81—1,00	23,0	22,8	17,4	21,1	22,3	27,6	18,2	26,8
1,01—1,20	11,0	15,0	14,2	13,4	13,4	14,3	12,7	19,6
1,21—1,40	8,4	3,1	5,6	6,1	6,2	2,7	4,5	8,0
1,41—1,60	4,7	5,2	1,8	4,0	4,5	4,5	1,8	0,9
1,61—1,80	2,6	1,6	1,8	2,0	1,8	0,9	2,7	1,8
1,81—2,00	1,0	1,0	—	0,7	0,9	—	—	—
2,01—2,20	1,6	0,5	—	0,7	—	—	—	—
n	191	193	169	553	112	112	110	112