

РАСТВОРЕННЫЙ И ВЗВЕШЕННЫЙ ОРГАНИЧЕСКИЙ УГЛЕРОД ВО ЛЬДАХ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

И.А.Мельников

Площадь современного морского ледового покрова составляет 23,74 млн.км², или 6,6% площади Мирового океана (Захаров, 1981). Поэтому знание о составе его био-гидрохимических компонентов важно для оценки роли и вклада морского льда в общий круговорот и баланс вещества и энергии в гидросфере.

В литературе имеется всего лишь две публикации по содержанию взвешенного и растворенного органического углерода в морских льдах Арктического бассейна (Мельников, Павлов, 1978; Мельников, 1980). В статье приводятся дополнительные данные, полученные автором на дрейфующих станциях "Северный Полюс 22, 23 и 24" в 1975-1981 гг.

Пробы льда отбирали на полигонах наблюдений, удаленных, как правило, на расстояние 400-500 м от лагеря. Пробу брали кольцевым буром, позволяющим взять керн диаметром 120-300 мм, на всю толщу льда. Керн делили на равные части и затем при комнатной температуре растапливали в стеклянной посуде. Для отделения взвеси талую и морскую воду профильтровывали через стекловолоконный фильтр с размером пор 1 мкм; объем профильтрованной воды 1-3 л.

Величины концентрации органического углерода определяли по методу мокрого сжигания с хромовой смесью при температуре 130⁰С на полуавтоматической установке

(Люпарев, 1968). Все определения выполнены автором на станциях "Северный Полюс" обычно сразу же после получения пробы.

В настоящей работе используется терминология в соответствии с "Международной номенклатурой морских льдов" (Волков, Трешников, 1969). По возрастным характеристикам под молодыми льдами подразумевается лед в его переходной стадии между ниласом и однолетним льдом (толщина до 30 см). Однолетний лед — однозимник, развивающийся из молодого льда; его толщина от 30 см до 2 м. Многолетние льды — старые льды толщиной около 3 м, возрастом 2 года и более.

В таблице представлены результаты, отражающие среднюю концентрацию (\bar{x}) органического углерода в различных типах льдов Арктического бассейна. Для сравнения приводятся данные по содержанию органического углерода в поверхностной арктической воде, из которой образуется лед. В таблице также даны среднеквадратичное отклонение (S) для (n) наблюдений, коэффициент корреляции (r) и уравнение линейной регрессии.

Таблица
Содержание растворенного и взвешенного органического углерода в различных типах арктического дрейфующего льда (по данным наблюдений на СП-22,23 и 24 в 1975-81 гг.)

Тип льда	$C_{\text{взв}}, \text{ мкг С/л}$			$C_{\text{раств}}, \text{ мг С/л}$			r	$y = a \cdot x + b$
	\bar{x}	n	S	\bar{x}	n	S		
морская вода	19,4	76	15,1	2,47	80	1,37	0,06	$2,29 + 0,003 x$
молодой	34,4	11	48,8	2,38	11	0,98	0,64	$1,29 + 0,013 x$
однолетний	92,0	42	53,4	3,27	47	1,87	0,08	$3,09 + 0,001 x$
многолетний	464,8	119	501,4	5,30	114	6,03	0,09	$13,40 + 0,009 x$

Средние концентрации взвешенного органического углерода во всех типах исследованных льдов и морской воде, в которой происходит ледообразование, достоверно различаются на 95% уровне значимости. Величины концентрации в молодых (84,4 мкг С/л) и зимних (92,0 мкг С/л) льдах различаются незначительно, как незначительно различаются и отклонения от средних (48,8 и 53,4, соответственно). Образование этих типов льдов начинается на открытой воде (на месте трещин и разводий, возникающих при движении ледовых массивов), и в первый момент скорость нарастания льда снизу прямо пропорциональна температуре воздуха. По мере роста льда скорость будет зависеть и от его толщины и с увеличением мощности она будет постепенно падать (Грищенко, 1980). Таким образом, начальные формы льдов находятся в более жестких температурных условиях, чем однолетние (и тем более многолетние) льды, поэтому включение органических веществ в их толщу будет проходить с различными скоростями. Вероятно, этот факт может служить объяснением несколько более высокого среднего значения концентрации взвешенного органического углерода у однолетнего льда в сравнении с молодым.

Средняя концентрация взвешенного органического углерода в толще многолетних льдов (464,8 мкг С/л) более чем на порядок превышает таковую в морской воде и в несколько раз выше концентрации в однолетних и молодых льдах (таблица). Следует отметить, что высокий разброс среднего значения ($S = 501,4$ для $n = 112$) появляется за счет того, что данные наблюдений осреднены для всей толщи многолетнего льда, т.е. для мощности 2-3 м, в то время как максимальные концентрации взвешенного органического углерода приурочены, главным образом, к нижним горизонтам мощностью около 1 м. Именно в нижних, пограничных с морской водой слоях развивается летом богатая по видовому составу и обилию диатомовая флора (Мельников, 1980). Концентрации взвешенного органического углерода в многолетних арктических льдах сравнимы с таковыми во взвеси высокопродуктивных вод районов апвеллингов: 68-864 мкг С/л у юго-западного побережья Африки (Hobson, 1971); 100-820 мкг С/л в районе перуанского апвеллинга (Menzel, 1967).

Самые высокие концентрации растворенного органического углерода отмечены также для многолетнего льда (5,3 мг С/л), в молодых и однолетних льдах они приблизительно одинаковы с морской водой (2,38; 3,27 и 2,47 мг С/л, соответственно). Это можно объяснить тем, что "молодые" льды не прошли фазу летнего "цветения" фитопланктона, во время которого и происходит выделение растворенных органических веществ. Многолетние же льды минимум два раза проходили стадию фотосинтеза ледовой флоры.

и поэтому в их толще накопление органического вещества было существенно. Интересно отметить, что почти в половине собранных проб от многолетнего льда концентрация растворенного органического углерода достигала значений 8–10 мг С/л, а иногда до 20 мг С/л, что в несколько раз превышает его среднюю концентрацию в водах Мирового океана (1,5 мг С/л), рассчитанную Б.А.Скопинцевым (1966). Среднеквадратичное отклонение от средней концентрации растворенного органического углерода оказалось также высоким ($S = 6,03$ для $n = 112$) по вышеотмеченной причине.

Необычно высокие значения концентрации органического углерода в многолетних льдах объясняются механизмом включения веществ и клеток организмов в толщу льда.

В момент формирования и дальнейшего роста льда в его кристаллическую структуру захватываются все имеющиеся в морской воде растворенные и взвешенные органические и минеральные компоненты, а также микроорганизмы. В.Х.Буйницкий (1973) и Х.Мэгуро с соавторами (Meguro et al., 1967) считают, что наиболее вероятный путь заселения льда заключается в скоплении частиц и клеток у нижней поверхности и механическом включении их в лед при нарастании снизу. В.Л.Цуриков и В.И.Ведерников (1978) предположили, что водоросли могут проникать в лед по каналам стока. Современные знания о миграции жидкой фазы в толще морского льда позволяют согласиться с В.Х.Буйницким и Х.Мэгуро. Вероятнее даже, что микроорганизмы выносятся из каналов вместе в рассолом (особенно зимой при сильном охлаждении льда) и тем самым служат пищей для организмов, обитающих на нижней (морской) поверхности льда (Мельников, 1982).

Помимо механического захвата веществ при ледообразовании может происходить и их включение в структуру льда за счет диффузии солей по каналам стока. Так (Meguro et al., 1967), допускают диффузию биогенных веществ из подледной воды через нижнюю поверхность льда: в нижнем слое перезимовавшего льда отношения концентраций во льду ($C_{\text{л}}$) и в воде ($C_{\text{в}}$) менялось для фосфатов от 0,59 до 4,41; для силикатов – от 2,9 до 15,0, а для хлорофилла "а" – от 5 до 203. Аналогичные результаты для фосфатов были получены нами (Мельников, Павлов, 1978): $C_{\text{л}}/C_{\text{в}}$ было 3,09–5,18 у молодого, а 1,75–3,34 – у многолетнего льда.

В полярную ночь, когда фотосинтез отсутствует, клетки, попадающие в межкристаллические пространства, могут жить за счет веществ, захваченных в лед при его образовании. Как показали (Horner, Alexander, 1972), гетеротрофия – один из способов существования ледовой флоры в полярную ночь.

С наступлением полярного дня в толще льда начинается фотосинтез водорослей. Их первичная продукция создается как за счет веществ, включенных в лед при его образовании, так и за счет диффузии биогенных веществ из воды (Meguro et al., 1967). Создаваемая первичная продукция во льду не расходуется, а постепенно накапливается в его толще. Основной причиной накопления растворенного и взвешенного органического вещества, вероятно, является отсутствие пресса хищников. Так, если в морском и пресноводном планктоне колепеды являются основными потребителями продукции фитопланктона, то во льдах их нет. Турбеллярии же и нематоды (Horner, 1976), обитающие в ледовых каналах, не потребляют диатомовых.

Эти выводы справедливы не только для морских льдов Арктики, но и для Антарктики, где также разными авторами отмечены большие скопления диатомовой флоры во льдах (Буйницкий, 1973; Bunt, 1963; Meguro, 1962 и др.).

Многолетние льды в Арктическом бассейне занимают до 80% его площади, или 3,6 млн.км² (Захаров, 1981). Объем льдов по данным Назарова (1963) составляет в марте 25,5 тыс.км³ и 11,5 тыс.км³ – в сентябре. Расчет показывает, что запас взвешенного органического углерода во льдах Арктического бассейна составляет 11,85 млн.тонн (весной) и 5,35 млн.тонн осенью, а растворенного органического углерода – 135,15 млн.тонн и 60,95 млн.тонн, соответственно (см.табл.). Учитывая, что ежегодно около 10% льдов выносятся из Арктического бассейна в районы Северной Атлантики (Зубов, 1945), то вместе с многолетними льдами после их таяния в boreальные воды в этом районе поступает взвешенного органического углерода около 0,5–1,2 млн.тонн, а растворенного – около 6,1–13,5 млн.тонн.

В свете представленных данных следует учитывать вклад органического углерода арктических льдов в баланс веществ и биологическую продуктивность в этом районе.

Л и т е р а т у р а

- Буйницкий В.Х. Морские льды и айсберги Антарктики. Л., Изд-во ЛГУ, 1973.
Волков Н.А., Тпешников А.Ф. О новой международной номенклатуре морских льдов. – В кн.: Проблемы Арктики и Антарктики, вып.3, 1969, с.132–143.

- Гришенко В.Д. Морфология поверхностей льдов Арктического бассейна.- В кн.: Биология Центрального Арктического бассейна. М., Наука, 1980, с.33-55.
- Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. Л., Гидрометеоздат, 360 с.
- Зубов Н.Н. Льды Арктики. М., Изд-во ГУСМП, 1945, 360 с.
- Люцарев С.В. Метод определения углерода органических веществ в морской воде.- В кн.: Методы рыбохозяйственных и химико-океанографических исследований. Труды Всес. научн.-исслед. ин-та рыбн. хоз-ва и океанограф., т.2, вып.11, 1968.
- Мельников И.А., Павлов Г.Л. Особенности распределения органического углерода в водах и льдах Арктического бассейна.- Океанология, т.13, вып.2, 1978, с.248-254.
- Мельников И.А. Экосистема арктического дрейфующего льда.- В кн.: Биология Центрального Арктического бассейна. М., Наука, 1980, с.61-97.
- Мельников И.А. Некоторые особенности распределения биогидрохимических характеристик в толще арктического дрейфующего льда.- В кн.: Обмен химическими элементами на границах раздела морской среды. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1981, с.100-111.
- Назаров В.С. Количество льда в Мировом океане и его изменения.- Океанология, т.3, вып.2, 1963, с.243-249.
- Скопинцев Б.А. Некоторые соображения о распределении и состоянии органического вещества в водах океана.- Океанология, т.4, 1966, с.441-450.
- Цуриков В.Л. Жидкая фаза в морских льдах. М., Наука, 1976.
- Цуриков В.Л., Ведерников В.И. Фотосинтез водорослей в ледовых условиях.- Биология моря, т.3, 1978.
- Bunt I.S., Wood E.I.F. Microalgae and antarctic sea-ice.- Nature, v.199, N 4900, 1963.
- Hobson L.A. Relationships Between particulate organic carbon and microorganisms in upwelling areas off South west Africa.- Invest.Pesq., 35 (11), 1971, p.195-208.
- Horner R. Sea ice organisms.- Oceanogr. and Marine biology Annu. Rev., v.11. Aberdeen, 1976, p.167-182.
- Horner R., Alexander V. Algae populations in Arctic sea ice: an investigation of heterotrophy.- Limnology and Oceanography, v.17, N 3, 1972, p.454-459.
- Meguro H. Plankton ice in the Antarctic ocean.- Antarctic Record, v.14, 1962, p.1192-1199.
- Meguro H., Ito K., Fukushima H. Ice flora (bottom type): a mechanism of primary production in polar seas and the growth of diatoms in sea ice.- Arctic, v.20, N 2, 1966.
- Manzel D.W. Particulate organic carbon in the deep sea.- Deep Sea Research, v.14, N 2, 1966, p.229-238.

СОДЕРЖАНИЕ И ДИНАМИКА БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СНЕЖНО-ЛЕДЯНОМ ПОКРОВЕ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

И.А.Мельников, Л.И.Коржикова, Ю.Р.Налбандов

Имеющиеся в океанологической литературе обзоры по главным биогенным элементам Si, N и P (Иваненков, 1979) позволяют рассматривать биогеохимические круговороты этих веществ (Froelich et al., 1982; Hattori, 1982; Postgate, 1979; Sagi et al., 1982; Van Cleve, Alexander, 1981 и др.), достаточно полно изучена и гидрохимическая структура вод Северного Ледовитого океана (Русанов и др., 1979). Это дало возможность провести районирование поверхностных арктических вод по содержанию в них биогенных элементов. Однако химический состав льдов изучен недостаточно. Имеется всего лишь несколько десятков определений концентраций Si, N и P в морских льдах моря Лаптевых, Сев.Каспия, Баренцева моря и Антарктики (Орадовский, Филонов, 1972; Орадовский, 1972; Бельшева, 1970) и они относятся лишь к отдельным сезонам (Цуриков, 1979). Измерений концентрации биогенных элементов в толще многолетних арктических льдов производилось также мало (Meguro et al., 1967; Бельшева, 1970; Мельников, Павлов, 1978; Мельников, 1981).

Данное исследование было проведено для оценки содержания Si и P в центральной части Арктического бассейна.

Работа была выполнена на дрейфующих станциях "Северный Полюс-22 и 24" в 1975-1981 гг. Методика организации наблюдений и отбора проб на полигонах описана выше (Мельников, наст.сб.). Измерение концентрации растворенного фосфатного фосфора проводили по методу Морфи-Райли (Strickland, Parsons, 1968), а тотального фосфора взвеси - по методу окисления в плаве кислых солей (Людарев, Миркина, 1978). Так как во взвеси фосфор более, чем на 90% находится в форме органических соединений (Hooper, 1977), то под тотальным фосфором авторы подразумевают взвешенный органический фосфор. Определение растворенной кремнекислоты проводили по методу Муллина-Райли в модификации Стрикленда и Парсонса (Strickland, Parsons, 1968)

Как известно, в Центральном Арктическом бассейне 73-81% акватории покрыты многолетним льдом, 9-10% - торосами, 8-17% - однолетним недеформированным льдом и только 0,2-1% приходится на долю чистой воды (Koerner, 1973). В результате ледотаяния и ледообразования, а также динамических процессов сжатия и разряжения ледовых полей, снежно-ледяной покров постоянно изменяется: меняется как структура самого льда, так и его макро- и микрорельеф (Грищенко, 1980), изменяется также и химический состав жидкой фазы льда.

В таблице 1 представлены данные, характеризующие динамику включения веществ в молодой, зимний и многолетний льды. Так как скорости ледообразования у каждого из типов льда различны (см. Мельников, наст.сб.), то различаются и концентрации входящих в их толщу солей: 12,28‰ - у молодых, 2,48‰ - у зимнего и 2,57‰ - многолетнего льдов (на фоне солености морской воды: 31,65‰, 31,42‰ и 31,41‰). По-видимому, чем меньше скорость нарастания льда (у многолетних льдов), тем меньше солей задерживается в кристаллической структуре. И наоборот, при высокой скорости ледообразования (у молодых, тонких льдов) захватываемые соли не полностью выходят с рассолом по каналам стока и накапливаются в межкристаллических пространствах (Цуриков, 1976).

Аналогично ведут себя и растворенные минеральные формы Si и P: их концентрации во льдах оказались выше чем в морской воде. Отношение концентрации P и Si во льду (C_L) к их концентрациям в воде (C_B) было во всех случаях меньше 1 (табл.2). Отношение C_L/C_B как для P, так и для Si оказалось почти постоянным для всех типов льдов: 0,44, 0,40, 0,44 - у растворенного фосфора и 0,24, 0,31 и 0,31 - у растворенного кремния, соответственно, для молодого, зимнего и многолетнего льда.

Органический фосфор ведет себя при ледообразовании не так, как минеральные P и Si. Во всех случаях соотношение C_L/C_B было выше 1. Причем, особенно высоким (почти в 4 раза) оно было в толще многолетних льдов.

Цуриков и Цурикова (1977), работая с молодыми формами льда (блинчатый и нилас), отметили незначительные вариации (близкие к единице) отношения C_L/C_B для биогенных элементов и высокие (около 4) для хлорофилла "а". Однако им не удалось раскрыть механизм включения в лед этих веществ. Мэгуро с сотр. (Meguro et al., 1967) считают, что основной путь обогащения льда органикой происходит за счет диффузии через нижнюю поверхность льда. Наши данные (Мельников, 1981) подтверждают точку зрения японских авторов. Действительно, такие высокие концентрации $C_{\text{взв}}$ (до 1000 мкг С/л) и $C_{\text{раст}}$ (до 20 мг С/л) на низком фоне концентрации биогенных эле-

Таблица 1

Динамика включения биогенных элементов в толщу молодого, зимнего и многолетнего льда (по данным наблюдений на СП-22 в 1976 г. и 1980 г.)

Дата наблюдения	Толщина льда, см	S ‰	P			Si
			раств.	взв.	мкг/л	
1. Молодой лед:						
26.04.1976	10	15,46	31	26	96	
30.04.1976	19	9,10	2	18	115	
Среднее		12,28	16	22	105	
Морская вода, 0 м		31,65	36	18,4	430	
2. Зимний лед:						
23.01.1980	104	0,98	20,3	5,3	55	
26.02.1980	129	0,88	22,0	84,5	57,5	
31.03.1980	163	5,60	7,6	26,0	202	
Среднее		2,48	16,6	38,6	104	
Морская вода, 0 м		31,42	42,3	17,8	313	
3. Многолетний лед:						
15.02.1980	404	2,02	29,2	84,4	177	
11.03.1980	350	2,41	14,6	78,8	74,1	
18.04.1980	339	3,17	9,9	47,6	92	
08.04.1981	257	3,57	12,7	71,3	107	
Среднее		2,57	16,6	70,5	112	
Морская вода, 0 м		31,46	37,3	17,8	356	

Таблица 2

Отношение среднестатистических величин концентраций биогенных элементов во льду (C_L) к их концентрации в воде (C_B) (по данным таблицы 1)

Тип льда	C_L / C_B			
	S ‰	P раствор.	P взв.	Si
Молодой	0,38	0,44	1,19	0,24
Зимний	0,09	0,40	1,89	0,31
Многолетний	0,08	0,44	3,96	0,31

ментов (15–18 мкг/л для растворенного P и 10–40 мкг/л для растворенного Si) не могут быть синтезированы ледовой флорой без подтока биогенных веществ извне. Наряду с этим допускаем и физико-химическое включение веществ органической природы в лед, механизм которого пока неясен.

В таблице 3 представлены среднестатистические величины концентрации биогенных P и Si в различных элементах снежно-ледяного покрова. Морской арктический лед представляет собой сложную экологическую систему (Мельников, 1980), в ней можно выделить три биотопа с характерным для каждого набором физико-химических свойств и составом организмов: 1) биотоп верхней поверхности (зона "лед-воздух"), 2) биотоп толщи льда (переходная зона) и 3) биотоп нижней поверхности (зона "вода-лед"). Так как лед тает сверху, а нарастает снизу, происходит постоянное обновление субстрата, при этом видовой состав населяющих его организмов сохраняется. Из источников, питающих лед – морская вода и снег – последний имеет самые низкие концентрации как органического P, так и минеральных P и Si. В сравнении со льдом, образующимся за зиму снизу до 100 см (Мельников, 1980), снежный покров невелик – до 15–20 см (Лошилов, 1964). Поэтому поток питательных веществ в экосистеме морского льда постоянно направлен снизу вверх (от воды к поверхности "лед-воздух") (таблица 3). Нижние слои льда включают самые высокие концентрации органического фосфора – 419 мкг/л (на порядок превышающие концентрации P_{орг} в снегу, в молодом и зимнем

Таблица 3

Среднестатистические концентрации биогенных веществ в различных элементах снежно-ледяного покрова Северного Ледовитого океана.

Элементы снежно-ледяного покрова	S ‰	P		
		раств.	взв.	Si
		мкг/л		
1. С к е г	0,12	28,1	15,7	57
2. Молодой лед	12,28	12,0	84,4	105
3. Зимний лед	3,11	15,3	30,9	95
4. Многолетний лед:				
верх	0,65	10,38	35,4	78
низ	3,00	23,80	419,0	140
5. Морская (подледная) вода	30,78	37,3	17,8	380

льдах). Если учесть, что молодые и зимние (однолетние) льды подвержены сжатию в большей степени, чем толстые многолетние льды, то есть "продолжительность их жизни" невелика, то при рассмотрении баланса органических веществ в Северном Ледовитом океане ими можно пренебрегать.

Чтобы ответить на вопрос о влиянии географического фактора на распределение биогенных веществ в арктических льдах, необходимо иметь пробы, собранные одновременно (или по крайней мере, собранные в одинаковой фазе развития льда) в различных географических зонах бассейна. Такие данные приведены в табл. 4.

Таблица 4

Содержание биогенных веществ в многолетних льдах из различных географических зон центральной части Арктического бассейна (отбор проб - март 1980 года).

Координаты взятия проб	S ‰	P		
		раств.	взв.	Si
		мкг/л		
1. Лагерь СП-22 (78°16' с.ш., 153°93' в.д.)	0,44	22,4	693	134
2. Лагерь СП-24 (87°02' с.ш., 125°36' в.д.)	5,04	15,0	254	70
3. Лагерь точки "Д" (77°25' с.ш., 167°55' в.д.)	0,85	9,0	480	120

Пробы были получены во время полетов с "прыгающими" авиаотрядами ААНИИ, работавшими по программе "Полэкс" в марте 1980 г. Расстояние между точками отбора проб исчислялось сотнями км. Приведенные в табл.4 среднестатистические величины концентраций биогенных элементов характеризуют пробы многолетнего льда из различных географических зон центральной части Арктического бассейна.

Достоверно различаются лишь величины солёности и концентрации взвешенного органического фосфора. Пробы из окрестностей лагеря СП-24 содержат в 2-3 раза меньше органического фосфора, чем в массивах станций СП-22 и точки "Д", а также почти на порядок солонее последних - это могло быть обусловлено различием в возрасте ледовых массивов, которое составляет около 2 лет - время, за которое дрейфует лед от шельфа Восточно-Сибирского моря. За это время происходило значительное обновление льда (до 2/3). Льды, выносимые с шельфа в глубоководную часть, попадают в воду, обладающие малым содержанием биогенных элементов (Гусанов, 1980).

Л и т е р а т у р а

- Бельшева Е.В. О распределении биогенных элементов и растворенного кислорода в водах Арктического бассейна.- В кн.: Химические ресурсы морей и океанов. М., Наука, 1970, с.35-42.
- Грищенко В.Д. Морфология поверхностей льдов Арктического бассейна.- В кн.: Биология центрального Арктического бассейна. М., 1980, с.33-55.
- Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. Л., Гидрометеиздат, 1981, 136 с.
- Иваненков В.Н. Главные биогенные элементы. Общие сведения об азоте, фосфоре и кремнии.- В кн.: Океанология. Т.1. Химия вод океана. М., Наука, 1979, с.176-184.
- Лошилс В.С. Снежный покров на льдах центральной Арктики.- В кн.: Проблемы Арктики и Антарктики, вып.17, 1964.
- Людцев С.В., Миркина С.Д. Определение общего фосфора во взвешенном веществе.- В кн.: Методы гидрохимических исследований в океане. М., Наука, 1978, с.176-178.
- Мельников И.А. Экосистема арктического дрейфующего льда.- В кн.: Биология Центрального Арктического бассейна. М., Наука, 1980, с.61-97.
- Мельников И.А. Некоторые особенности распределения биогидрохимических характеристик в толще арктического дрейфующего льда.- В кн.: Обмен химическими элементами на границах раздела морской среды. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1981, с.100-111.
- Мельников И.А. Растворенный и взвешенный органический углерод во льдах Арктического бассейна. Настоящий сборник.
- Мельников И.А. Павлов Г.Л. Особенности распределения органического углерода в водах и льдах Арктического бассейна.- Океанология, т.13, вып.2, 1978, с.248-254.
- Орадовский С.Г. Изучение биогенного химического состава льдов Баренцева моря.- Труды ВНИРО, 1972, т.75.
- Орадовский С.Г., Филонов А.Е. Некоторые данные по химии льдов и приледовых вод Северного Каспия.- Труды ВНИРО, 1972, т.75, вып.1.
- Русанов В.П. Гидрохимическая характеристика поверхностных вод Арктического бассейна.- В кн.: Биология центрального Арктического бассейна. М., Наука, 1980, с.15-33.
- Русанов В.П., Яковлев Н.И., Буйневич А.Г. Гидрохимический режим Северного Ледовитого океана.- Труды ААНИИ, 1979, т.355, 148 с.
- Хупер Ф. Происхождение и судьба органических соединений фосфора в водных системах.- В кн.: Фосфор в окружающей среде. М., "Мир", 1977, с.204-231.
- Цуриков В.Л. Жидкая фаза в морских льдах. М., Наука, 1976, 210 с.
- Цуриков В.Л. Химический состав морских льдов.- В кн.: Океанология. Т.1. Химия вод океана. М., Наука, 1979, с.48-51.
- Цуриков В.Л., Цурикова А.П. О содержании рассола в морском льду (состояние вопроса).- Океанология, т.12, вып.2, 1972,
- Froelich P.N., Bender M.L., Luedtke N.A., Heath G.R., DeVries T. The marine phosphorus cycle.- Amer.J.Sci., 1982, v.282, N 4, p.474-511.
- Hattori Akihiko. The nitrogen cycle in the sea with special reference to biogeochemical processes.- J.Oceanogr.Soc.Jap., 1982, v.38, N 4, p.245-265.
- Koerner R.M. The mass balance of the sea ice of the Arctic ocean.- J.Glaciol., 1973, v.12, N 65,
- Meguro H., Ito K., Fukushima H. Ice flora (bottom type): A mechanism of primary production in Polar seas and the Growth of diatoms in sea ice.- Arctic, 1967, v.20, N 2.
- Postgate J.R. The nitrogen economy of marine and land environments.- Food chains and Hum. Nutr. Int. Symp., Kenilworth, 1979. London, 1980, 161-181, Discuss., p.183-185.
- Strickland I.D.H., Parsons T.R. A manual of sea water analysis.- Bull. Fish. Res. Bd. Canada, 1968, 165 p.
- van Cleve K., Alexander V. Nitrogen cycling in tundra and boreal ecosystems.- Terrestrial Nitrogen Cycles Process., Ecosyst. Strategies and Manag. Impacts. Proc. Int. Workshop, Osterfarnebo, 16-22 Sept., 1979. Stockholm, 1981, p.375-404.