

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ

**«МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М. В. ЛОМОНОСОВА»**

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

Направление подготовки 05.04.01 Геология

Магистерская программа Геохимия

Кафедра Геохимии

МАГИСТЕРСКАЯ РАБОТА

**«ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ОСАДОЧНОГО
ВЕЩЕСТВА В СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ СИСТЕМЕ ЛОФОТЕНСКОЙ
КОТЛОВИНЫ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ»**

Выполнила студентка
Мигдисова Ирина Александровна

Заведующий кафедрой:
профессор Борисов М. В.

Научный руководитель от предприятия:
к. г.-м. н., н.с. ИО РАН
Стародымова Д. П.

Научный руководитель от кафедры:
к. г.-м. н., с.н.с. Лубкова Т. Н.

Рецензент:
д. г.-м. н., зав. лаб. ГЕОХИ РАН Левитан М. А.

Москва

2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Физико-географические и геологические условия осадконакопления в Норвежском море	5
1.1 Гидрологические и климатические условия	5
1.2 Геологические и тектонические условия	10
Глава 2. Современное осадконакопление в морях Арктики	12
2.1 Диагенетические процессы	12
2.1.1 Типы диагенеза.....	14
2.1.2 Граница «вода–дно»	15
2.1.3 Образование диагенетических карбонатов	16
2.2 Источники вещества в осадках	17
2.3 Особенности седиментационной системы Норвежского моря	18
2.4 Глубоководные обсерватории и палеоклиматические реконструкции	20
2.5 Исследования седиментационной системы Норвежского моря	21
Глава 3. Материалы и методы исследования.....	24
3.1 Методика пробоотбора.....	25
3.1.1 Донные осадки	25
3.1.2 Рассеянное осадочное вещество	26
3.2 Лабораторные методы	28
3.2.1 Пробоподготовка	28
3.2.1.1 Донные осадки.....	28
3.2.1.2 Ловушечные пробы.....	29
3.2.2 Элементный анализ.....	30
3.2.2.1 Кислотное разложение взвешенного вещества.....	31
3.2.2.2 Спекание с карбонатом натрия	33
3.2.2.3 Химический анализ на приборе.....	34

3.2.3 Другие химические анализы	35
Глава 4. Результаты	36
4.1 Донные осадки	36
4.1.1 Компонентный состав донных осадков	36
4.1.2 Элементный состав донных осадков.....	38
4.1.3 РЗЭ в донных осадках	43
4.1.4 Сравнение с литературными данными	44
4.2 Взвешенное осадочное вещество	46
4.2.1 Поток взвешенного вещества	46
4.2.2 Компонентный состав взвешенного вещества.....	48
4.2.3 Элементный состав взвешенного вещества	51
4.2.4 РЗЭ во взвешенном осадочном веществе	59
Глава 5. Обсуждение результатов.....	62
5.1 Сравнение донных осадков и взвешенного вещества.....	62
5.1.1 Компонентный состав	62
5.1.2 Элементный состав	63
5.1.3 РЗЭ и цериевая аномалия.....	65
Выводы	67
Литература	68
Приложения.....	75

ВВЕДЕНИЕ

Современная седиментология изучает процессы преобразования осадочного вещества на всех этапах его развития – начиная со стадии поступления вещества в водную толщу, заканчивая его осаждением на дно. Донные осадки и осадочные породы образуются в ходе процесса седиментогенеза – рассеянное осадочное вещество, находящееся в водной толще, постепенно осаждается и преобразуется в связанную форму осадочного вещества – донный осадок (Лисицын, 2014).

Изучение современного осадкообразования в океане имеет большое значение для понимания климатических и гидрологических условий в океане и дает ключ к реконструкции условий среды прошлого. Седиментационные системы в океане можно описать, используя несколько характеристик: наиболее наглядные из которых – потоки вещества (количественное изучение поступления вещества в динамике) и его элементный состав (качественная оценка осадочного вещества) (Лисицын, 1978).

Одна из наиболее показательных количественных характеристик – поток взвешенного вещества в толще океана. Изучение этого параметра позволяет наблюдать в динамике изменения, которые происходят с вертикальными потоками поступившего в океан вещества. По потокам в разные сезоны можно сделать вывод об источнике поступления вещества, изучить, насколько существенен вклад морской биоты в преобразование вещества, а также оценить, насколько изменился состав вещества при прохождении его через водную толщу (Дриц и др., 2020).

Особый интерес представляют исследования состава осадочного материала в течение года, так как в ходе анализа вещества, помимо изучения изменчивости интенсивности седиментации, становится возможным получение представления о сезонной динамике системы осадконакопления (Дриц и др., 2020).

В данной работе представлены результаты исследования одновременно рассеянных и связанных форм осадочного вещества – взвеси и донных осадков (ДО), что позволяет оценить влияние различных факторов на состав осадочного вещества, а также его трансформацию в ходе осадконакопления и раннего диагенеза, что может повысить качество реконструкций условий палеосреды при изучении донных осадков.

Палеоклиматические реконструкции в зоне взаимодействия Атлантического и Северного Ледовитого океанов особенно актуальны, поскольку это ключевой район, во многом определяющий климат северного полушария (Полонский, 2008).

Цель работы – изучение трансформации элементного состава осадочного вещества в ходе седиментогенеза и постседиментационных процессов.

Задачи:

1. Изучение состава донных осадков из ненарушенной колонки;
2. Изучение состава рассеянного осадочного вещества водной толщи и его изменчивости:
 - А) по глубине (вертикальная изменчивость);
 - Б) во времени (сезонная изменчивость);
3. Интерпретация полученных данных.

Представленная работа содержит 39 рисунков, 8 таблиц, 9 приложений, 68 источников литературы (из них 52 – на русском, 16 – на иностранных языках). Общий объем работы – 74 страницы.

ГЛАВА 1.

Физико-географические и геологические условия осадконакопления в Норвежском море

Объектом исследования в данной работе послужило осадочное вещество Лофотенской котловины Норвежского моря. Лофотенская котловина играет важную роль в поддержании глобальной меридиональной циркуляции в области, где атлантические водные массы отдают тепло в атмосферу, перемешиваются с окружающими водами и претерпевают трансформацию, формируя глубинные воды в соседнем Гренландском море (Белоненко и др., 2018).

Область контакта Северной Атлантики и Арктики является ключевым районом при формировании единой замкнутой системы течений, осуществляющих глобальный перенос тепла, соли, растворенных элементов, газов и осадочного вещества в толще океанских вод (Лисицын, 2014).

1.1 Гидрологические и климатические условия

Норвежское море ограничивается следующими линиями: на северо-востоке эта линия проходит по острову Медвежий и мысу Нордкап; на юго-востоке море ограничивается побережьем Скандинавии. Южная граница проводится от побережья Скандинавии к Шетландским островам, юго-западная – через Шетландские острова к о. Фугле (Фарерские о-ва) и далее к м. Герпир (Исландия). Западная граница проводится по линии м. Герпир – о. Ян-Майен – о. Медвежий (рис. 1.1).

Площадь Норвежского моря составляет 1 340 000 кв. км, наибольшая зарегистрированная глубина – 3970 метров, в то время как средняя глубина составляет 1600–1750 м. Объем – 2325 тыс. куб. км, солёность моря – 35 ‰ (Добровольский, Залогин, 1992).

Норвежское море – океаническое море. Существуют разночтения, к бассейну какого океана стоит относить Норвежское море. В российских источниках Норвежское море относится к бассейну Северного Ледовитого океана, так как граница океана проходит по линии Гренландия – Исландия – Фарерские острова – Шетландские острова – Норвегия. В западной библиографии (Всемирная гидрографическая организация) Норвежское море включается в состав Атлантического океана, так как граница Северного Ледовитого океана проводится по линии Гренландия – Исландия – Шпицберген – Медвежий остров – Норвегия (Limits..., 1953).



Рис. 1.1 Географическая карта Норвежского моря

Котловина Норвежского моря отделяется от глубоководной Северной части Атлантического океана двумя порогами, расположенными в южной части моря – Фареро-Исландским порогом (глубины 350–400 м) и порогом Уайвилла Томсона (с глубинами 470–550 м). Котловину Норвежского моря от Гренландского отделяет серия хребтов – Исландский, Мона, Книповича (Добровольский, Залогин, 1992).

Климат моря соответствует климату умеренных широт. В зимний период крупномасштабные синоптические процессы обуславливают преобладание над морем юго-западных ветров со средней скоростью 8–10 м/с. Среднемесячная температура воздуха над морем в зимний период варьирует от -4° на севере до $+4^{\circ}$ на юге. Нулевая изотерма января проходит от Исландии к о. Медвежьему (Добровольский, Залогин, 1992).

В летний период потоки ветра над морем ослабевают. Наиболее распространены воздушные потоки западного и юго-западного направлений, реже встречаются потоки северных направлений. Средняя скорость ветра в июле – августе составляет 5–6 м/с, а в центральной части моря – 7 м/с. Среднемесячная температура воздуха в середине лета достигает $6-10^{\circ}$, а в южных районах моря температура поднимается выше – до 12° (Добровольский, Залогин, 1992).

Водная толща Норвежского моря представлена двумя водными массами – это атлантическая вода, занимающая верхний слой в среднем до глубины 500 м, и глубинная

норвежская вода. Температура атлантической воды характеризуется изменением от 9–10°C на юге, в районе Фареро-Шетландского порога, до 3–4°C у берегов Шпицбергена (Лукашин, 2008). Поверхностная температура вод Норвежского моря практически круглогодично имеет положительные значения, что объясняется обогревающим влиянием атлантических вод. С запада и юго-запада к востоку и северо-востоку температура верхнего слоя морской воды понижается (Добровольский, Залогин, 1992).

Норвежская вода отделяется от атлантических масс пикноклином. Средняя температура и солёность этой водной толщи значительно ниже, чем у атлантической. По всему морю температура воды понижается от поверхности до дна, но в западной части это выражено более явно, чем в восточной (Лукашин, 2008).

В зимний период наиболее высокая поверхностная температура (6–7°C) наблюдается в южной части моря, в его северных районах она равна 2–3°C. Летом водные массы прогреваются, и температура воды на поверхности повышается до 12–13°C на юге и до 5–7°C на севере. Температура воды плавно понижается с глубиной, положительные значения держатся до горизонтов 1000 м, ниже нуля значения опускаются только в более глубоких впадинах (более 1500–2000 м) – до –1°C. На глубинах ниже 2000 м толща воды практически изотермична и изогалинна (Добровольский, Залогин, 1992).

Немаловажно влияние обмена вод Норвежского моря с Баренцевым морем. Тёплые водные массы, поступающие из Атлантики, проходя через границу между морями, против часовой стрелки, циркулируют вокруг Медвежинского и Надеждинского желоба, а затем возвращаются обратно в Норвежское море. На юге, через фронтальный раздел, в Норвежское море поступают более холодные и распресненные баренцевоморские воды.

Зимой для Норвежского моря характерен каскадинг, в ходе которого вдольсклоновое течение становится интенсивнее, в результате чего нефеловидный слой обогащается взвесью. Летом баренцевоморские воды практически не имеют никакого влияния на глубинные воды Норвежского моря (Лукашин, 2008).

Солёность в Норвежском море распределена достаточно равномерно – в зимний период на поверхности водной толщи значения солёности достигают 34–35‰. Изогалина 34‰ проходит по границе побережья Скандинавии, а к западу от него и на всем остальном пространстве поверхностная солёность составляет 35‰. На горизонте 500 м происходит незначительное увеличение солёности (до 35.05–35.10‰), а на более глубоких горизонтах (от 1000 м и до дна) солёность уменьшается до величин 34.90–34.95‰ (Добровольский, Залогин, 1992).

Летом солёность распределяется почти так же, как и зимой, однако, в поверхностном слое моря вблизи Скандинавии под опресняющим влиянием материкового стока она уменьшается до 32–33‰.

Волны в Норвежском море при особо сильных штормах могут достигать высот в 9 и больше метров (Нестеров, 2015). В основном сильное волнение характерно для моря в осенне-зимний период. Вызываются такие волны преимущественно западными и юго-западными ветрами. В летний период волны значительно менее крупные, их высота достигает 1.0–1.5 м.

В Норвежском море присутствуют постоянные течения. Основное морское течение представлено массами вод Северо-Атлантического течения,двигающихся на север через Фареро-Шетландский пролив в акваторию Норвежского моря (Махотин, Иванов, 2016). Затем поток меняет свои характеристики, превращаясь в Норвежское течение,двигающееся со скоростью 20–25 см/с. Это же течение составляют и воды Атлантического океана, которые поступают сюда от Исландии и Фарерских островов (Добровольский, Залогин, 1992).

Некоторое количество вод, проходящих из Атлантики в Норвежское море, огибает с севера Шетландские о-ва и уходит в Северное море, из которого вдоль берегов Скандинавии движется Балтийское течение, воды которого опреснённые, холодные зимой и тёплые летом. Норвежское течение движется на север и частично уходит в Гренландское море примерно между 9 и 11° в. д. На широте Лофотенских островов другая часть течения уходит в Баренцево море (Махотин, Иванов, 2016). Норвежская ветвь движется на север вдоль материкового склона. Южнее о. Западный Шпицберген она частично поворачивает на северо-восток к Зюйдкапскому подводному желобу, образуя тёплое Зюйдкапское течение.

В северной части Норвежского моря присутствует холодное течение Медвежьего острова. Холодные достаточно пресные воды с льдинами выходят из Баренцева моря и образуют течение. В море преобладают правильные полусуточные приливы, величина которых в северных районах равна 1.5, а в южных – 2 м. У северного берега Скандинавии величина прилива достигает 3.0–3.2 м (Добровольский, Залогин, 1992).

Глубинная циркуляция в Норвежском море была изучена слабо до недавних пор. Активные работы по изучению глубинного течения в восточной части Норвежского моря начались в 1991 г. в 24 рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш". Генеральное направление течения – на северо-восток вдоль изобат, течение является контурным.

Средняя скорость течения, по данным этих станций, в 10 м от дна составила 1.1 см/с, максимальная – 41.6 см/с (Богданов и др., 2002). В мае 1994 г. был отмечен максимум, равнявшийся 50.1 см/с в 20 м от дна (McPhee et al., 1998).

Результаты измерения течения в Медвежинском желобе за 10 суток в 5 м от дна показали, что средняя скорость переноса составляла около 3.7 см/с, максимальное значение – 25.2 см/с, причем повторяемость значений, больших 10 см/с, была более 30%. Течение было направлено на север-северо-запад, что указывает на вынос воды из Баренцева моря (Лукашин, 2008).

С начала 2000-х годов заметно усилилась “атлантификация” Северного Ледовитого океана, что на данный момент способствует переносу тепла через Норвежское море в северном и северо-восточном направлениях (Polyakov et al., 2017). В Норвежском море наблюдается тенденция к увеличению температуры воды как в поверхностном, так и в более глубоком слое за счет увеличения теплосодержания атлантических вод (Polyakov et al., 2017; Lind et al., 2018). Для оценки возможного влияния климатических изменений на количественные характеристики процессов седиментации в этом районе необходимы современные данные о потоках осадочного вещества, его составе и масштабе сезонной изменчивости (Дриц и др., 2020).

Относительно теплые воды привносятся в Лофотенскую котловину Северо-Атлантическим течением, а вернее, его ветвями: Норвежским склоновым течением, Норвежским прибрежным течением и Норвежским фронтальным течением (Федоров и др., 2019) (рис. 1.2). Отсутствие поступления арктических вод с поверхностными течениями отмечается как одна из характерных особенностей Норвежского моря (Blindheim, Osterhus, 2013).

Осенью и зимой сильная теплоотдача в атмосферу охлаждает поверхностные слои в Лофотенской котловине и значительно повышает ее плотность, в результате чего тяжелые поверхностные воды опускаются зимой до глубин более 1000 м. Так как условия охлаждения год от года отличаются, плотность опускающейся воды также варьирует (Федоров и др., 2019).

Норвежское море начинает покрываться льдами в начале января. Первый лёд образуется у острова Медвежий, а также в остальной северо-западной части моря. Дрейфующие льды появляются в Норвежском море на протяжении всей зимы. Основные «поставщики» дрейфующих льдов – Баренцево и Гренландское моря.

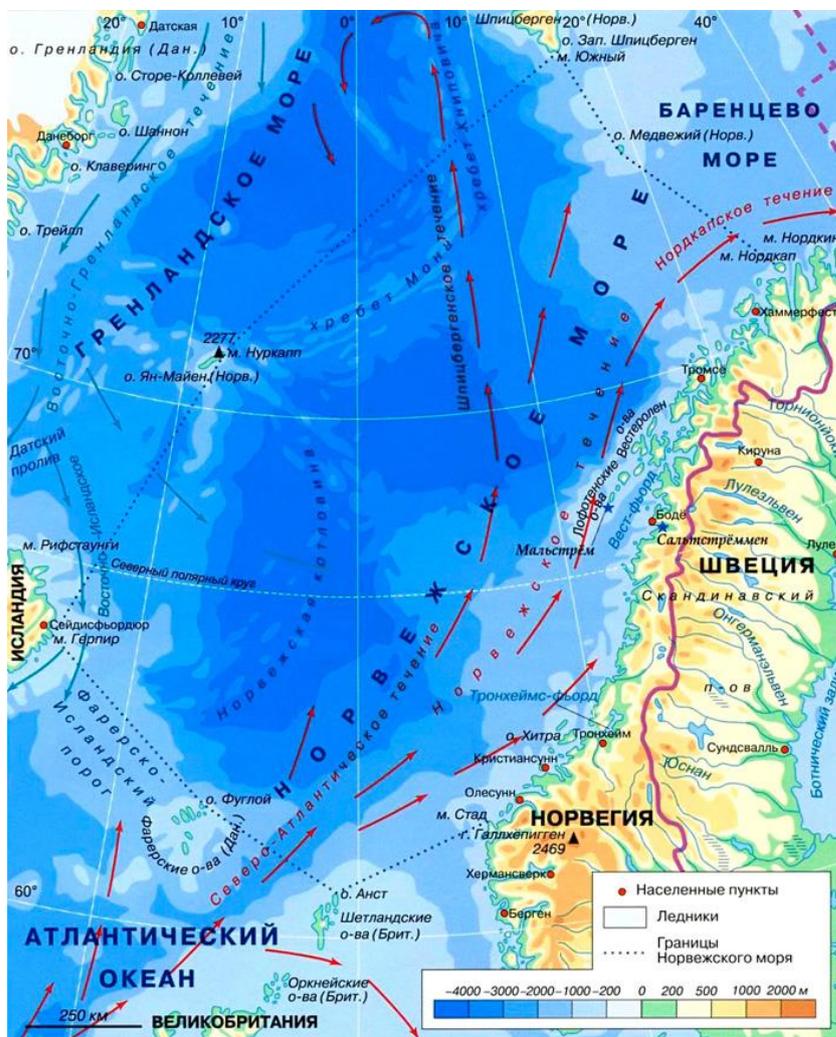


Рис. 1.2 Карта Норвежского моря с основными течениями

В апреле лёд Норвежского моря достигает своего максимального развития и распространения – вплоть до самой южной границы моря. Линия распространения Норвежских льдов проходит от восточных берегов Исландии до восточной границы моря севернее мыса Нордкап (Добровольский, Залогин, 1992).

1.2 Геологические и тектонические условия

Формирование материкового склона в районе исследования началось в мелу-палеоцене, с тех пор, когда остров Гренландия стал отодвигаться от Евразийской плиты после раскола единого континентального блока (Хаин, 2001).

В пределах окраины Евразийской плиты сформировались три морфологические зоны – материковый шельф, материковый склон и материковое подножие. По-видимому, заложение Медвежинского желоба относится к начальным стадиям раскола и раздвижения литосферных плит этого района. С завершением формирования хребтов Колбенсей, Ян-Майен, Мона и Книповича определились границы Норвежского моря: на западе – по цепи хребтов, а восточной границей является Евразийская континентальная окраина (Богданов и др., 1996).

Материковый склон Норвежского моря является типичным проградирующим склоном, продвигающимся в сторону глубоководной котловины в результате сноса с прилегающего шельфа и отложения на склоне и материковом подножии огромных масс рыхлого осадочного материала. Сброс этого материала происходил неравномерно – интенсивность его резко возрастала при понижении уровня океана.

Последнее понижение уровня океана на 120–150 м произошло 18 тысяч лет назад во время вюрмского оледенения и сопровождалось продвижением края ледникового покрова до бровки шельфа. Это привело к массовому перемещению вниз по склону рыхлого осадочного материала в виде суспензионных потоков, оползней и обвалов. Такие структуры шельфа, как Медвежий желоб, служили мощными системами транзита осадочного материала в глубоководную котловину (Богданов и др., 1996). В результате этого в пределах континентальной окраины сформировалась многокилометровая толща осадочных отложений – только четвертичные осадки составляют сотни метров, а в конусе выноса Медвежинского желоба их мощность достигает 500 м.

С отступлением ледникового покрова и подъёмом уровня моря в результате потепления климата 10–15 тысяч лет назад в районе исследования стала преобладать нормальная пелагическая седиментация. В голоцене оползней, обвалов и мощных суспензионных потоков в районе исследования не было зафиксировано, хотя теоретически они возможны. Эти процессы могут провоцироваться в зимние сезоны в результате интенсификации холодных вод, поступающих из Баренцева моря через Медвежинский желоб и с цоколя острова Медвежий. Кроме того, они могут быть связаны с эпизодическими перемещениями критических масс осадков, накопившихся у внешней границы шельфа и в верхней части континентального склона (Лукашин, 2008).

ГЛАВА 2.

Современное осадконакопление в морях Арктики

Существуют два основных пути перехода осадочного материала из состояния взвеси в донные осадки. Первый связан с механическим накоплением толщины осадочного слоя. На поверхности дна органическая масса, цементирующая неорганические частицы, разлагается и минерализуется. Из общего количества попавшего на поверхность дна органического вещества в осадках захоранивается лишь малая часть. Освобожденные от органической упаковки неорганические частицы переходят в состояние осадка, в котором глинистые частицы удерживаются силами сцепления. Эрозия таких осадков требует значительно больших скоростей придонных течений, чем вынос с поверхности дна не связанных такими силами частиц (Лукашин, 2005).

Второй путь перевода поставляемого на поверхность дна осадочного материала связан с тем, что цементирующая частицы органическая масса является пищей для бентосных животных, которые и обеспечивают перевод в осадки частиц, падающих на дно в виде детрита и фекальных пеллет.

Сопоставление вертикальных потоков вещества с количеством вещества, захоранивающегося в донных осадках в единицу времени (абсолютными массами), показало (Лукашин, 2005), что в донных осадках остается в среднем только 55% осадочного материала, поступившего на поверхность дна из нефелоидного слоя. Максимальна потеря наиболее лабильного компонента – органического вещества, а минимальна – устойчивых к разложению литогенных частиц и добавляющегося в осадки за счет бентоса аморфного кремнезема.

2.1 Диагенетические процессы

На стадии раннего диагенеза происходит активное преобразование осадка, заключающееся в изменении его физических (уплотнение), геохимических и других свойств с образованием аутигенных минералов, поровых растворов и газов. Изменение рН и Eh среды в приповерхностных осадках, связанное с расходом кислорода (как основного окислителя) на трансформацию органического вещества, влияет на соотношение подвижных форм микроэлементов (адсорбционной и связанной с гидроксидами Fe и Mn) (Отчет ..., 2018).

Преобразование минерального состава осадка, в свою очередь, влияет на изменение доли литогенной формы микроэлементов. Распределение форм нахождения

металлов в донных осадках определяется их геохимическими свойствами и условиями осадкообразования. Выполненное высокоразрешающее исследование колонок донных осадков Баренцева и Белого морей позволило оценить короткопериодные (с дискретностью 10–15 лет) вариации в накоплении тяжелых металлов (Будько и др., 2017).

Известно, что средняя мощность зоны, в которой происходят диагенетические изменения в кремнисто-диатомовых осадках океанов, составляет 600–800 м, а продолжительность таких изменений составляет первые десятки миллионов лет. В карбонатных осадках мощность этой зоны намного меньше – десятки метров, а длительность составляет сотни-тысячи лет (Левитан, 1979; Юдович, Кетрис, 2011).

Основу теории диагенеза в 1950-х годах разработал советский учёный-геохимик Н. М. Страхов. Он говорил о нескольких важнейших составляющих диагенеза: это количество и состав поступающего на дно органического вещества, а также гидрохимия бассейна седиментации. Позже американский геолог Р. Бернер выдвинул идею термодинамического подхода изучения количественных характеристик диагенеза. На данный момент теория Страхова-Бернера, опирающаяся на поведение редокс-зависимых элементов (Fe, S, Se, Mn, Mo, U, V, Cr), изменяющих свою валентность в зависимости от Eh среды, является известной во всем мире. Изучение элементного состава колонок донных отложений позволяет оценить обстановку диагенеза, а также установить факторы, которые влияли на протекание процессов, изменяющих эту обстановку.

Подходы к изучению осадочного вещества постоянно совершенствовались. После 1966 года учёные-геохимики решили заняться изучением динамики содержания растворённых элементов в поровых водах донных осадков. Смысл заключался в изучении диагенетического минералообразования, в ходе которого должно происходить уменьшение содержания Al и Mg вниз по профилю колонки донных осадков и увеличиваться содержание элементов, выщелачивающихся в процессе диагенеза из терригенных отложений и обогащающих поровые воды (Юдович, Кетрис, 2011).

В дальнейшем проводилось множество исследований, в ходе которых было установлено, что существуют основные законы поведения обстановки среды при диагенетических изменениях: понижение pH и Eh среды, а также протекание реакций катионного обмена на терригенных глинистых минералах, в ходе которых происходит вытеснение в поровую воду катионов Ca и поглощение Na, Mg, K (Юдович, Кетрис, 2011).

Во второй половине XX века началось активное изучение океанических осадков. В этот период геохимии активно задумывались о типизации диагенеза и выделении

отдельных стадий, которые проходит осадочное вещество при прохождении через водную толщу и отложении на дне (Юдович, Кетрис, 2011).

Ранее о процессах диагенеза судили по поровым водам осадочных пород, сохранившимся в аутигенных минералах. Изучение стадий диагенеза позволило начать изучение состава иловых вод осадков, несущих в себе не меньше информации, чем поровые воды, так как именно они являются прекурсорами будущих поровых вод. На основе теории, предложенной Н. М. Страховым, стадии диагенеза выделяли, основываясь на количестве и составе органического вещества и составе вод бассейна, в котором происходит седиментация (Юдович, Кетрис, 2011).

2.1.1 Типы диагенеза

Выделено пять основных типов диагенеза: 1) восстановительный однозональный; 2) окислительный однозональный; 3) окислительно-восстановительный двухзональный; 4) восстановительно-окислительный прерывистый; 5) окислительно-восстановительный бессульфатный (Юдович, Кетрис, 2011).

Восстановительный однозональный тип диагенеза характерен для морских осадков, в которых повышено содержание органического вещества (содержания ОВ достигают 5–10%). Окислительный однозональный диагенез встречается в пелагиали океана, где содержания органического вещества, способного вступать в реакцию, предельно малы. Все изменения происходят в окислительной обстановке, в результате чего образуются окисные и гидроокисные соединения Fe и Mn (Юдович, Кетрис, 2011). Самый верхний слой осадков (толщиной около 1 мм) всё равно проходит стадию восстановительного диагенеза, в результате чего происходит образование железомарганцевых конкреций (ЖМК), концентрирующих в себе значительные концентрации Co, Ni, Cu, Zn (Юдович, Кетрис, 2011).

Окислительно-восстановительный двухзональный тип диагенетических изменений является самым распространённым, встречается в большинстве морских осадков. Содержания органического вещества в таких осадках обычно невелико и составляет первые проценты (1–3%). Страхов отмечал, что в верхних горизонтах диагенез происходит в окислительной обстановке с образованием окисленных соединений Fe, Mn, а также карбонатов и силикатов. Ниже нескольких метров обстановка меняется на восстановительную, где происходит накопление сульфидов Fe. Такой тип диагенеза интересен наличием двух зон, в которых происходит активная миграция редокс-

чувствительных элементов: в нижних восстановленных горизонтах происходит мобилизация элементов и их переход в раствор поровых вод, а в верхней окисленной зоне эти элементы проходят стадию фиксации в виде малорастворимых соединений (Юдович, Кетрис, 2011).

Восстановительно-окислительный прерывистый тип диагенеза характерен для современных терригенных и терригенно-кремнистых илов шельфа и материкового склона. Течение восстановительного процесса здесь прерывается турбидными потоками донных течений, которые взмучивают и тем самым аэрируют осадок (Юдович, Кетрис, 2011).

Окислительно-восстановительный бессульфатный диагенез характерен для бассейнов внутренних морей и озёр, в которых повышено содержание органического вещества, а вода – опреснена (Юдович, Кетрис, 2011).

2.1.2 Граница «вода–дно»

Взаимодействие процессов на границе «вода–дно» очень разнообразно и зависит от многих факторов. Водообмен на границе происходит по нескольким механизмам: первый – холодные подземные воды поступают на поверхность дна, в результате чего придонный слой морских вод может значительно распресняться, второй – морские воды через трещины и поры толщи осадков осолоняют подземные воды, в результате чего они становятся непригодными для питья (Емельянов, 1998).

Один из главнейших процессов, происходящих на границе «вода–дно» – отложение осадочного материала и накопление донных осадков. В результате этого процесса происходит вертикальное перемещение частиц взвеси на океаническое дно.

На эту границу сверху из водной толщи поступают взвесь и растворенные в морской воде компоненты, фиксируя окончание стадии седиментогенеза, а снизу из осадков выносятся растворенные и газообразные соединения из верхних горизонтов осадков, образованные на стадии раннего диагенеза (Леин и др., 2012).

В придонном слое вод океанов наблюдаются течения, скорость которых может достигать величин в 20–30 см/сек, но чаще они располагаются в диапазоне 2–10 см/сек. Такие течения взаимодействуют с шероховатым дном и в результате теряют свою скорость, в результате чего увеличивается турбулентность потока (Craig, 1979). Мощность придонного течения по вертикали составляет в среднем 5–30 метров (Wimbush a. Munk, 1970).

Гидродинамические условия у дна различаются в зависимости от степени «шероховатости» дна. «Спокойные» условия потока, возникающие при малой неровности дна, тонкий вязкий прослой (около 2 см) не позволяет краю турбулентного вихря коснуться дна. «Переходные» и «шероховатые» условия (при значительной неровности дна и существенной вязкости слоя) способствуют тому, что турбулентный вихрь задевает слой донных осадков и увеличивает их взмучивание (Емельянов, 1998).

Достаточно холодные придонные течения способствуют поддержанию во взвешенном состоянии, а иногда даже размыву и переотложению верхнего слоя осадков, большого количества взвешенного материала, а также переносят этот материал вдоль материкового слоя на большие расстояния. В удалённых от материковых окраин областях океанов придонные течения также оставляют следы своего воздействия – «шлейфы» осадков, снесённых со склонов подводных гор, островных склонов, подводных хребтов и возвышенностей (Емельянов, 1998).

В ходе комплексных биогеохимических исследований в арктических и субарктических морях, с использованием радиоизотопных трассеров, доказано, что на границе вода–осадок существует своеобразный микробный фильтр из гетеротрофов и автотрофов, препятствующий, с одной стороны, массовому поступлению в водную толщу продуктов разложения органического вещества, а с другой стороны, сокращающий поступление части органического вещества взвеси из водной толщи в осадки (Леин и др., 2012).

2.1.3 Образование диагенетических карбонатов

В осадках на определённых глубинах происходит образование диагенетических карбонатов. Формирование карбонатных цементов, конкреций и конкрециидов происходит за счёт выделения в поровые воды CO_2 , который образуется при аэробном и анаэробном бактериальном распаде органического вещества. Диоксид углерода, имеющий «биогенную» природу, подкисляет поровую воду, в результате чего происходит растворение седиментогенных карбонатов, а также выщелачивание Ca и Mg из поглощенного комплекса глинистых минералов и разрушение Ca-содержащих силикатов (монтмориллонит трансформируется в каолинит) (Юдович, Кетрис, 2011).

Образование диагенетических карбонатов происходит в результате взаимодействия присутствующих в поровых водах ионов металлов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , иногда Ba^{2+} и Sr^{2+}) с CO_3^{2-} при локальном повышении pH. Такие новообразования

формируются в виде цементов и тел округлой или пластообразной формы (конкреции и конкрецииды) (Юдович, Кетрис, 2011).

2.2 Источники вещества в осадках

Для океанической седиментации характерно многообразие источников питания осадочным материалом. Реками в океаны переносятся продукты выветривания и денудации суши в виде взвешенного материала и растворов соединений огромного количества элементов. Дополнительное количество твёрдых фаз доставляется волновой абразией берегов. Эоловая деятельность ветра организует привнос взвеси с континентов, которая впоследствии оседает в океанах. Значительный вклад в питание океанов веществом оказывает ледниковая деятельность. Н.М. Страхов выделял две основные генетические группы привноса вещества в океан – экзогенную, поступающую с водосборов за счёт их разрушения, и вулканогенную, идущую из глубин Земли (Страхов, 1976).

В 1956 г. Н.М. Страхов, основоположник учения о типах литогенеза, отнёс «осадкообразование на площадях континентов, покрытых шапкой льдов» к ледовому типу осадочного процесса (Страхов, 1956). Затем идеи Н.М. Страхова развили в своих работах Ю. А. Лаврушин и его соавторы (Лаврушин и др., 1986), существенно дополнив черты ледового типа литогенеза и описав процессы подготовки, переноса и аккумуляции осадочного материала континентальными ледниками. В отличие от представлений Н. М. Страхова, Лаврушин привёл примеры существования специфического вида диагенеза – гляциодиагенеза. (Левитан и др., 2012).

В 1980 г. Г.Г. Матишов ввёл в научный оборот термины “морской перигляциал” и “гляциотурбидиты” (Матишов, 1984), а академик А. П. Лисицын выделил новый тип седиментогенеза в Арктике – «ледовый морской» (Лисицын, 2010). В своей работе учёный делал акцент на существовании различных типов льдов в Северном Ледовитом океане и на различные механизмы включения осадочного материала в лед – формирования криозолей. Также А.П. Лисицын привел первые оценки количества осадочного вещества, которое поступает в донные осадки бассейна арктических морей при таянии льдов: «...вклад ледового материала в донные осадки Арктики – более 50%, по другим определениям – более 70%» (Лисицын, 2010).

Сейчас известно, что поступающее на дно за счет абразии берегов терригенное вещество главным образом накапливается на площади шельфов, а основная его часть (до

93%) твердого материала задерживается в зонах смешения речных и морских вод, приуроченных к внутренним шельфам (Лисицын, 1978). Оставшаяся часть терригенного вещества переносится и аккумулируется под действием весьма обширного набора течений в различных горизонтах водной толщи, а также морского льда и айсбергов. В литературных источниках уточняется, что доминирующая часть осадочного материала оседает на шельфах (Левитан и др., 2012).

Система циркуляции глубинных и придонных водных потоков, а также перемещение осадков гравитационными процессами на более низкие батиметрические уровни оказывают существенное влияние на процесс седиментации, а точнее – на транспортировку и аккумуляцию вещества. На эти процессы влияют склоновые процессы, включающие в себя каскадинг плотных холодных вод, образующихся при осеннем льдообразовании с шельфов на большие глубины; потоки турбидных вод, иловые потоки, зерновые потоки, обломочные потоки, во время оледенений – ледовые потоки, а также подводные оползни и обвалы (Левитан, 2015). Почти все перечисленные процессы происходят на континентальных склонах, а также на склонах подводных хребтов и возвышенностей, однако мутьевые течения могут распространяться далеко за пределы склонов, в результате проникая на сотни километров вглубь глубоководных котловин (Darby et al., 1989).

Немаловажно влияние вдольсклоновых течений водных масс, осуществляющих транспортировку, аккумуляцию осадочного вещества и эрозию морского дна (в зависимости от скорости течения и других факторов) (Левитан, 2015).

Существующие литературные данные о взвешенном веществе в водной толще над глубоководным ложем свидетельствуют о существовании трехслойной структуры, где в поверхностном и придонном слоях концентрации повышены, а в среднем слое водной толщи концентрации понижены (Лисицын, 1975). При этом для поверхностного максимума характерно повышенное содержание биогенных частиц, а для придонного – минеральных (в том числе – ресуспензированных) (Левитан, 2015).

2.3 Особенности седиментационной системы Норвежского моря

Седиментация Северного Ледовитого океана имеет множество особенностей, которые не характерны для условий осадконакопления других акваторий.

Если рассмотреть седиментационную систему Норвежского моря, входящего в состав Северного Ледовитого океана, то первым делом можно выделить сезонность

осадконакопления. Сезонности подвержено множество факторов, влияющих на седиментацию – температура атмосферы и поверхности водной толщи, объём поступления первичной продукции, площадь развития льдов, твёрдый сток рек (Левитан и др., 2012).

Сезонности подвержены толщина и площадь распространения льдов (Фролов и др., 2007). Ледовый покров минимален в августе, а максимальные значения зарегистрированы в середине весны (апрель, май). За этот период площадь развития льдов меняется практически в два раза (Захаров, 1981). Во время таяния льдов происходит освобождение осадочного материала, заключённого в толще льдов. Летом значительно увеличивается абразия берегов, поскольку прибрежные воды в этот период свободны от ледостава. Твёрдый речной сток максимален в мае-июне (Гордеев, 2004), температуры атмосферы и верхнего слоя водной толщи также повышены в этот период.

Максимальный привнос материала в бассейн Норвежского моря наблюдается в летние месяцы, так как в этот период условия максимально благоприятны для поступления и накопления осадочного вещества (Левитан и др., 2012).

Ещё одной особенностью седиментации Норвежского моря является циркумконтинентальная зональность. На неё указывает распределение комплексов глинистых минералов в разных частях океанического дна. На материковых окраинах в самых верхних слоях осадков комплексы минералов имеют локальное распределение, которое отражает региональную геологию питающих провинций и гидрологический режим бассейна седиментации. В пелагиали минеральные комплексы распределяются достаточно гомогенно в результате смешения, занимая широкие площади распространения (Левитан и др., 1995).

При рассмотрении зон смешения морской и речной воды мы также можем убедиться в существовании зональности: эти зоны приурочены к внутреннему шельфу, где локализуется огромное количество терригенной взвеси, переносимой речными водами, и осаждаются на геохимическом барьере (Лисицын, 2010). Материал, образовавшийся в результате абразии берегов, также остается в пределах внутреннего шельфа, не проникая далее в пелагическом направлении (Левитан и др., 2012).

Первичная продукция в областях Северного Ледовитого океана очень мала: в пелагиали – $15.7 \text{ г} \cdot \text{C} / \text{м}^2$ в год (Subba, Piatt, 1984), а на арктических шельфах – $32 \text{ г} \cdot \text{C} / \text{м}^2$ в год (Sakshaug, 2004). Если сравнить скорость накопления осадочного вещества в разных частях океана, то можно и здесь выделить зональность. На континентальных окраинах

скорость седиментации может варьировать в пределах значений от 500 см/тыс. лет в некоторых фьордах (Zeeberg et al., 2003) до отрицательных значений в областях донной эрозии (Gurevich, 1995). В пелагиали наблюдается резкое падение средней скорости седиментации в голоцене от сотен и десятков сантиметров в тысячу лет на континентальных окраинах до первых сантиметров в тысячу лет (а иногда и менее) в глубоководных котловинах и на подводных хребтах и поднятиях (Левитан, Штайн, 2007).

В некоторых литературных данных (Кошелева, Яшин, 1999) описывается чётко выраженное уменьшение отношения Fe/Mn в поверхностных осадках Центральной Арктики по сравнению с современными осадками шельфовых морей, что свидетельствует о геохимической дифференциации в рамках циркумконтинентальной зональности вследствие большей подвижности марганца (Левитан и др., 2012).

2.4 Глубоководные обсерватории и палеоклиматические реконструкции

Метод глубоководных обсерваторий был предложен академиком А. П. Лисицыным и реализован под его руководством на основании опыта многолетних исследований в Белом и Каспийском море (Лисицын и др., 2014), а теперь адаптирован к исследованию в открытом океане с учетом особенностей изучаемого региона (Клювиткин и др., 2016, 2017).

Для понимания процессов современного осадконакопления и расшифровки показаний такого природного палеоклиматического самописца, как донные осадки, которые формируются в процессе осаждения и дальнейшего преобразования взвеси в осадочную толщу необходимо исследование рассеянного осадочного вещества и его компонентов (Лисицын, 2014). Потоки осадочного вещества в океане – это основная количественная характеристика при изучении осадкообразования, которая позволяет в динамике изучать процессы седиментации осадочного вещества, его преобразования при прохождении водной толщи, оценивать количество и состав вещества, поступающего на дно (Отчет ..., 2018).

Отличительной особенностью процесса седиментации в изучаемом регионе является значительная роль латерального переноса вещества, что было показано ранее на отдельных полигонах (Лукашин и др., 2002; Лукашин, Щербинин, 2007). Ориентировочное сравнение горизонтального и вертикального потоков вещества в Норвежском море на полигоне «Комсомолец» показало, что вертикальный поток на 6 порядков величины меньше (Лукашин, Щербинин, 2007). Это свидетельствует о том, что

из придонного нефелоидного слоя в осадки извлекаются, в лучшем случае, миллионные доли вещества, тогда как основная его масса проходит мимо.

Поэтому возникает насущная необходимость использования не просто притопленных буйковых станций с седиментационными ловушками, а автоматических глубоководных седиментационных обсерваторий (АГОС), оснащенных помимо ловушек различными регистраторами условий среды (температура, соленость, кислород, мутность, флюоресценция и др.) и, в первую очередь, измерителями течений (Лисицын, 2014).

2.5 Исследования седиментационной системы Норвежского моря

Исследования рассеянного осадочного вещества в Атлантическом океане начались в 60-х годах прошлого столетия (Лисицын и др., 1975; Brewer et al., 1976). Исследования российских ученых в этом регионе к концу века стали носить эпизодический характер, они приурочивались, в основном, к попутным работам (Политова и др., 2015; Немировская, Кравчишина, 2016).

Важные исследования концентрации взвеси, оценки ее потоков и состава в Норвежском и Гренландском морях были выполнены в ИО РАН в конце 90-х – начале 2000-х годов (Шевченко и др., 1997; Лукашин и др., 2000; Лукашин, Щербинин, 2007; Лукашин, 2008).

В Баренцевом море исследования взвеси, вертикальных и горизонтальных потоков вещества активно проводились в 90-х гг. XX века (Шевченко и др., 1998; Айбулатов и др., 1999; Политова, 2007).

После перерыва комплексные исследования в этой части Мирового океана возобновились в рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» (начиная с 2015 г. в соответствии со Сводным Планом ФАНО и при поддержке грантов РФФИ) под научным руководством академика А.П. Лисицына (Клювиткин и др., 2016, 2017).

Исследования аэрозолей, взвеси и вертикальных потоков вещества в 68-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» стали одним из этапов комплексных исследований седиментосистемы Северной Атлантики, Норвежско-Гренландского бассейна и Баренцева моря.

Количественное распределение взвеси и взвешенного Сорг в поверхностном слое Норвежско-Гренландского моря определялось главным образом развитием фитопланктона, который находился в разном сезонном состоянии: от весеннего цветения

диатомей у кромки ледового поля вблизи 80° с.ш. до осенней вспышки развития диатомовых и динофитовых водорослей на 72° с.ш. (Шевченко и др., 1997).

Вертикальное распределение взвеси характеризуется наличием максимумов в поверхностном слое и в придонном нефелоидном слое. Последнее может быть связано с взмучиванием в прибрежных районах и с процессом каскадинга (Политова, 2007).

В преобразовании взвеси в осадок участвуют различные по своей природе процессы, в том числе биогеохимические, действующие на всем пути движения частиц от водосбора до моря и особенно активно на границе вода – дно. В наилке происходит снижение концентрации кислорода и рост растворенных биогенных элементов. Сверху из водной толщи в наилку поступает взвешенное органическое вещество, обеспечивающее жизнедеятельность гетеротрофов, а снизу из осадков идет поток восстановленных соединений (NH_4 , H_2S , CH_4 , Fe^{2+} , Mn^{2+} и др.), необходимых для деятельности автотрофов.

В. Н. Лукашин сделал вывод, что основным источником осадочного вещества является в исследованной области Норвежского моря является нефелоидный слой, сформированный контурным течением (Лукашин, 2005). Соотношение латеральных и вертикальных потоков осадочного материала свидетельствует о том, что основная масса осадочного материала нефелоидного слоя проходит транзитом и лишь частично осаждается по пути следования придонного течения. Главным механизмом осаждения является биоседиментация с участием планктонных и донных животных и их метаболитов и детрита (Лукашин, 2005).

В 2020 г. А.В. Дриц с коллегами (Дриц и др., 2020) определил, что характер и масштаб сезонных изменений вертикального потока осадочного вещества и его основных компонентов в современных условиях аналогичен описанному в работах тремя десятилетиями ранее. Отмеченные различия в величинах валового потока и потока $\text{C}_{\text{орг}}$ в верхнем 500 м слое могут быть проявлением межгодовой изменчивости, либо следствием наблюдаемого в период с 1993 по 2017 г. уменьшения притока атлантических вод в Норвежское море. (Дриц и др., 2020).

Результаты проведенного исследования показывают, что процесс седиментации в глубоководных районах Норвежского моря в значительной степени контролируется зоопланктоном. Суммарный вклад всех исследованных компонентов планктонного происхождения (птероподы, фораминиферы, фитопланктон) в годовой поток карбоната кальция составлял 16–47%, в годовой поток $\text{C}_{\text{орг}}$ – 37–45%. В придонном слое

существенно возрастает роль процессов ресуспензии и переотложения вещества верхнего слоя донных осадков (Дриц и др., 2020).

Значительное число работ посвящено изучению процессов седиментации и механизмов его формирования в районе Северного Ледовитого океана, большая часть которых была выполнена в 80–90-е годы прошлого столетия. По данным (Norwegian Sea..., 2017), в Норвежском море наблюдается тенденция к увеличению температуры воды как в поверхностном, так и в более глубоком слое, за счет увеличения теплосодержания атлантических вод. Для оценки возможного влияния климатических изменений на количественные характеристики процессов седиментации в этом районе необходимы современные данные о потоках осадочного вещества, его составе и масштабе сезонной изменчивости (Дриц и др., 2020).

ГЛАВА 3.

Материалы и методы исследования

Материалы для изучения седиментационной системы Норвежского моря были отобраны в ходе 68, 71 и 75-го рейсов научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» (АМК68, АМК71 и АМК75).

В данном исследовании были изучены донные осадки, отобранные в 2017 г. на станции 5522 (АМК68, координаты станции 71.33747 N, 6.4769 E). В 2018 году в ходе АМК71 в близко расположенной точке (станция 5934: 71.5632 N, 6.0157 E) была произведена установка автоматических глубоководных седиментационных обсерваторий (АГОС), оснащенных ловушками рассеянного осадочного вещества. АГОС была поднята через год в ходе АМК75 (рис 3.1).

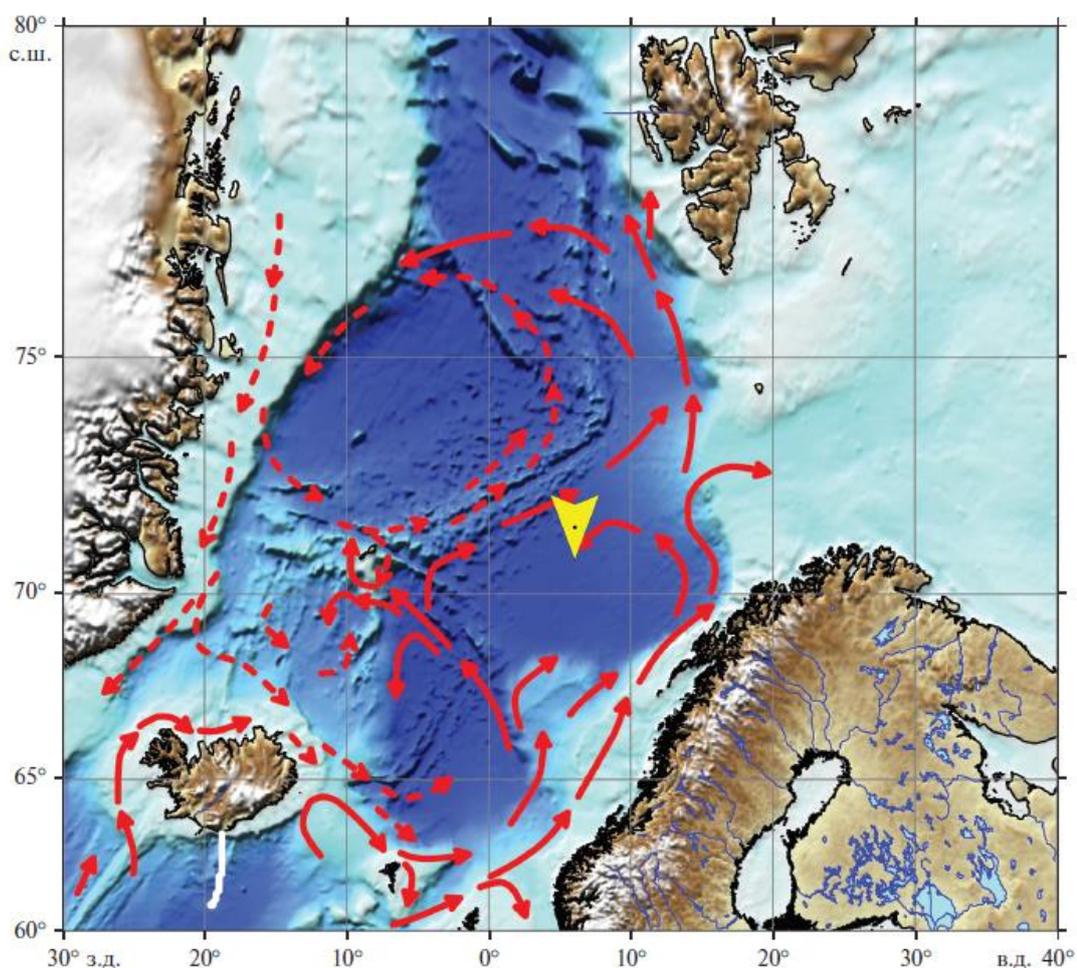


Рис. 3.1 Расположение изучаемой станции на картосхеме субполярной Северной Атлантики (Дриц и др., 2020)

3.1 Методика пробоотбора

3.1.1 Донные осадки

Пробы донных осадков (ДО), изучаемые в нашем исследовании, были отобраны в ходе 68 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2017 году с помощью мультикорера (МК) Mini Muc K/MT 410, изготовитель KUM, Германия (рис. 3.2), который позволяет отобрать ненарушенный верхний слой ДО. Мощность колонки ДО составила 28 см (рис. 3.3).

После подъема мультикорера колонки ДО были перенесены на деструктор, где трубки мультикорера нарезались на слои с шагом 1 см пластиковым шпателем. Затем разделенные слои раскладывались по отдельным пакетам. До лабораторной обработки пробы хранились в холодильнике.

В ходе рейса при отборе ДО проводилось их литологическое описание (приложение 1). Донные осадки на станции 5522 представлены в основном алевритово-пелитовым илом оливково-коричневых цветов разной интенсивности с обильной долей включений фораминифер. Наблюдается большое количество обломков раковин. Осадки в основном слабокарбонатные, однако в некоторых прослоях содержание карбонатов выше, поскольку происходит вскипание при воздействии 3% HCl (Отчет..., 2017).



Рис. 3.2 Мультикорер KUM™, Германия (Отчет..., 2017)



Рис. 3.3 Трубки мультикорера в судовой лаборатории (Отчет..., 2017)

3.1.2 Рассеянное осадочное вещество

Пробы осадочного вещества водной колонны были отобраны с помощью АГОС, оснащенной ловушками осадочного вещества.

Седиментационные ловушки, установленные в составе АГОС, использовались для изучения вертикальных потоков вещества. Преимущество данного метода заключается в том, что производится измерение абсолютных масс взвешенного вещества на разных глубинах океана на основе прямых определений количества этого материала, вертикально осаждающегося в седиментационные ловушки (Отчет ..., 2018).

Схематическое изображение АГОС, установленной на станции 5934, приведено на рисунке 3.4. Станция представляет собой систему, состоящую из нескольких ловушек, установленных на разных глубинах. Были использованы два вида седиментационных ловушек: малые цилиндрические седиментационные ловушки – МСЛ-110 (рис. 3.5) и большие конические 12-стаканные седиментационные ловушки Лотос-3 (рис. 3.6).

МСЛ-110 представляет собой четыре спаренных пластиковых цилиндра, внутри которых в нижней части вмонтирован конус с резьбой под пробосборник. На нижнем конце цилиндра ловушки устанавливается пластиковый контейнер для сбора осадочного вещества. Контейнер заполнен раствором консерванта в соленой воде (80‰). Консервант (сулема или формалин) использовался для фиксации органического вещества. Использование ловушек МСЛ-110 позволяет оценить изменчивость интенсивности потоков взвешенного вещества, а также состава вещества с глубиной (Отчет..., 2018).

Система «Лотос-3» состоит из несущей титановой рамы с элементами для крепления тросов, конуса с бафлером для гашения турбулентных потоков, платформы с поворотным механизмом и блоком управления. В качестве пробосборников используются ПЭТФ-флаконы объемом 250 мл. «Лотос-3» позволяет получить непрерывный во времени (до года и более) ряд проб осаждающегося вещества с заданной экспозицией (30 суток). (Отчет..., 2018).

Станция 5934
 06.08.2018 г. 16:12 UTC
 71° 33,420'N
 06° 03,670'W
 Н = 3015 м

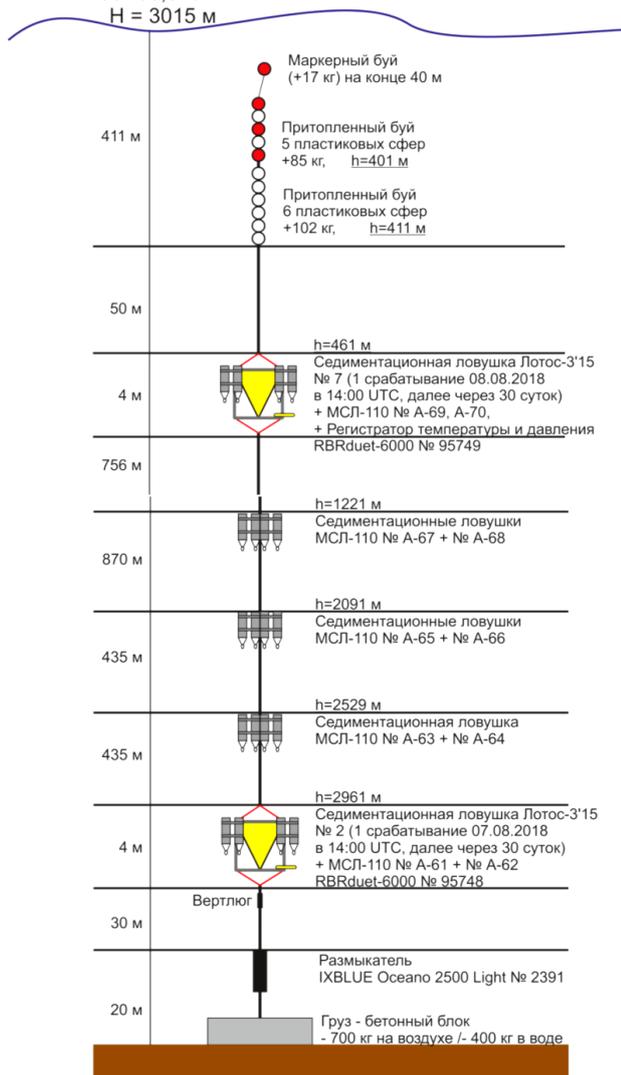


Рис. 3.4 Комплектация и схема постановки АГОС-4 (ст. 5934, АМК71)

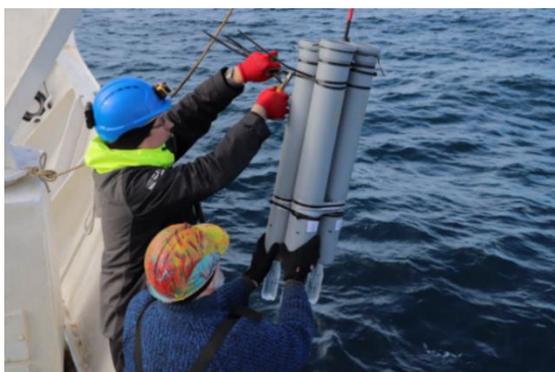


Рис. 3.5 Большая коническая 12-
 стаканная седиментационная ловушка
 Лотос-3 с дополнительными МСЛ-110 и
 профилографом температуры RBRduet-
 6000 (Отчет..., 2018)

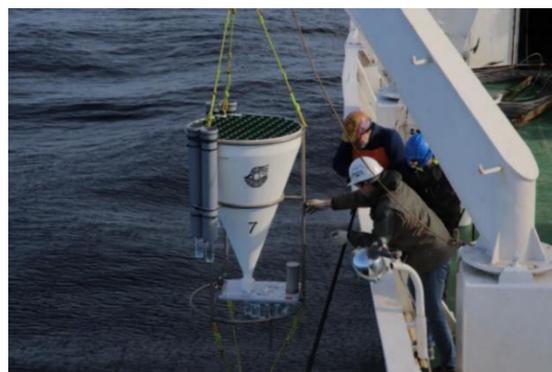


Рис. 3.6 Интегральная малая
 седиментационная ловушка МСЛ-110
 (Отчет..., 2018)

В качестве фиксирующего раствора для первичного заполнения пробосборников применялся раствор дихлорида ртути 1% от насыщенного раствора с соленостью, в 2–2.5 раза превышающей местную (80‰). В один из четырех стаканов МСЛ-110 на каждом горизонте в качестве фиксирующего раствора заливали 4% раствор формалина с той же соленостью. После подъема ловушек в пробосборники также добавляется соответствующий фиксатор.

Ловушки осадочного вещества были установлены на следующих горизонтах: МСЛ-110 в составе АГОС располагались на пяти горизонтах водной толщи – 500, 1250, 2110, 2550 и 2980 метров; две ловушки типа «Лотос-3» располагались на глубинах 500 и 2980 метров. На глубине 500 м ловушки были установлены для оценки потока из верхнего квазиоднородного слоя атлантической воды, а на глубине 2950 м – для оценки потока, достигающего дна и участвующего в формировании осадков (нефелоидный слой). Промежуточные три глубины были выбраны для оценки изменчивости потока вещества с глубиной (Дриц и др., 2020).

АГОС была установлена в ходе АМК71 7 августа 2018 года, подъем станции был произведен 3 июня 2019 года в ходе АМК75. Таким образом, период экспозиции АГОС составил 10 месяцев (300 дней).

После подъема контейнеры с пробами осадочного вещества сохранялись в морозильной камере до лабораторной обработки.

3.2 Лабораторные методы

3.2.1 Пробоподготовка

Работа в Лаборатории физико-геологических исследований включала подготовку образцов рассеянного осадочного вещества и донных осадков, а также выполнение элементного анализа.

3.2.1.1 Донные осадки

Перед элементным анализом проводилась пробоподготовка высушенных в лиофильной сушке образцов ДО – пробы измельчались до состояния пудры, что обеспечивало гомогенизацию и увеличение площади поверхности материала для последующего взаимодействия с реактивами.

Были выполнены работы по истиранию образцов донных осадков, отобранных мультикорером на станции 5522 в рейсе АМК68, 2017 год.

Всего было истерто 26 проб, отобранных через каждый сантиметр (глубины 2–3 см, 3–4 см, 4–5 см,, 27–28 см). Истирание проводили на планетарной мономельнице Pulverisette 6. Каждый образец помещали в размольный стакан с шарами, которые вращались на вращающемся планетарном диске в противоположную сторону вокруг своей оси. Принцип работы истирателя заключается в том, что начиная с определенной скорости, центробежная сила приводит к отделению измельчаемого материала и шаров от внутренней стенки размольного стакана. Размольные шары пересекают стакан по диагонали с максимальной скоростью и измельчают материал как дроблением о противоположную стенку стакана, так и сталкиванием шаров друг с другом. Истирание производилось на скорости 400 оборотов в минуту, время истирания каждого из образцов – 5 минут.

3.2.1.2 Ловушечные пробы

Каждую ловушечную пробу предварительно фильтровали через сито с размером ячейки 1 мм, после чего отбирали по 30 мл для анализа состава ловушечного материала под бинокулярным микроскопом (рис 3.7, 3.8).

В лаборатории образцы осадочного вещества, собранного в контейнеры, были разморожены и профильтрованы через предварительно взвешенные, чистые, обработанные 4%-ой особо чистой соляной кислотой и отмытые деионизованной водой мембранные фильтры (диаметр фильтра 47 мм, диаметр пор 0,45 мкм) с помощью вакуумной фильтрации (0,4 атм). После фильтрации образцы несколько раз промывались деионизованной водой для удаления консерванта. В ходе фильтрации стакан с пробой постоянно перемешивался с помощью магнитной мешалки для того, чтобы аликвоты вещества, попадающего на фильтры, были однородны. После промывки фильтры были высушены в чашках Петри при $t \leq 55^\circ\text{C}$ и повторно взвешены.

В случае большого количества осадочного вещества в контейнере, образцы были отцентрифугированы, промыты 3 раза деионизованной водой, затем высушены в лиофильной сушке и взвешены. Таким образом, были определены потоки осадочного вещества на каждом горизонте и в каждый месяц опробования.

Отфильтрованные образцы взвешенного вещества в дальнейшей пробоподготовке не нуждались, отцентрифугированные были перетерты вручную в агатовой ступке.



Рис. 3.7 Пробосборники седиментационных ловушек с осадочным веществом МСЛ-110

АМК-71, ст. 5934
Лофотенская котловина

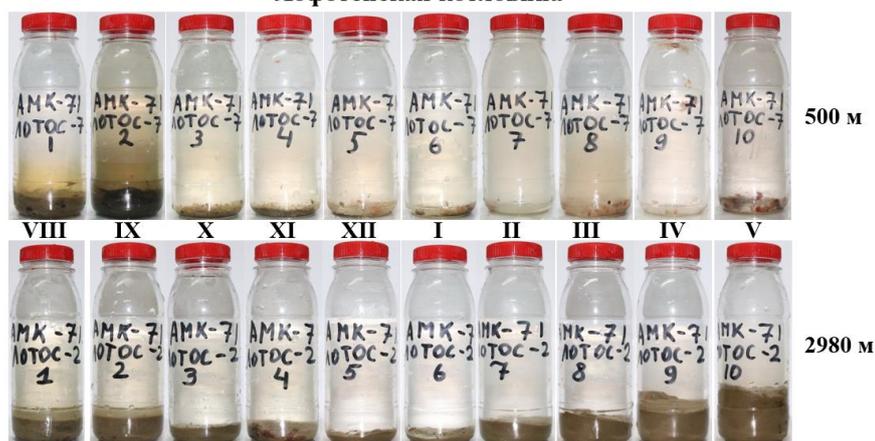


Рис. 3.8 Пробосборники седиментационных ловушек с осадочным веществом Лотос-3

3.2.2 Элементный анализ

Для определения микроэлементного состава изучаемых образцов был выбран метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС).

На данный момент анализ ИСП-МС является одним из самых эффективных, быстрых и высокочувствительных методов в геологии, позволяя проводить определение низких и сверхнизких концентраций (от 0.5 мкг/т до первых %) элементов в растворах. Преимущество данного метода определения микроэлементного состава образцов заключается в возможности одновременного детектирования большого количества

элементов периодической системы от Li до U (Николаева и др., 2019). Так как ввод проб в прибор осуществляется в виде аэрозоля, вещество из твёрдого состояния необходимо было перевести в раствор путём измельчения, гомогенизации и химического разложения, в результате чего получался качественный раствор, готовый к исследованию на приборе (Бычкова и др., 2019).

Перед проведением анализа на приборе «Agilent-7500a» проводилась пробоподготовка. Для разных видов проб были подобраны разные методики пробоподготовки. Образцы ловушечного материала подвергали многокислотному разложению, а пробы донных осадков спекали с карбонатом натрия. Различие в методике подготовки проб обуславливалось разными навесками отобранного материала.

В каждой серии кислотного разложения и спекания с содой были заложены холостые образцы предела обнаружения, а также серия аттестованных стандартов с известными концентрациями микроэлементов.

3.2.2.1 Кислотное разложение взвешенного вещества

Для того, чтобы перевести твёрдые кристаллические соединения в раствор, используют методику многокислотного разложения образцов.

Масса навесок центрифугированных проб взвешенного вещества составляла 15 мг. Навески вещества с фильтров были меньше по массе из-за небольшого количества отфильтрованного материала и варьировались от 1 до 15 мг. Для дальнейшего разложения использовались ПФА виалы с крышками марки Savillex. Отобранные навески центрифугированных проб аккуратно засыпали в виалы, а неотцентрифугированные пробы помещались в виалы вместе с фильтрами. После этого к навескам добавлялась смесь концентрированных кислот: 1.5 мл смеси концентрированной фтороводородной и азотной кислот (в соотношении HF:HNO₃=5:1) и 0.5 мл H₂O₂. После добавления реактивов виалы с пробами выставлялись в ультразвуковую ванну (УЗВ) «Сапфир» с подогревом на 99 минут и нагревались до 70°C для более качественного и полного разложения.

После извлечения виал из УЗВ в пробы добавляли дополнительно 0.3 мл H₂O₂ и оставляли на несколько часов для того, чтобы пробы окончательно из твердого состояния перешли в раствор. Фильтры аккуратно извлекались пинцетом, а оставшееся на них вещество смывалось в виалы раствором 3% азотной кислоты.

Следующий этап подготовки проб – выпаривание на плитке. Для того, чтобы избежать потерю материала, упаривание материала производили в той же химической посуде, что и растворение, не перенося в другие виалы.

Виалы выставляли на плитку, снимали крышки и начинали постепенный нагрев. После практически полного выпаривания жидкости (до состояния «капли») в виалы добавляли 0.5 мл концентрированной соляной кислоты. Выпаривание в среде HCl способствовало переводу образовавшихся фторидов в хлориды, что в дальнейшем позволило получить более точные данные в измерении содержаний в пробах РЗЭ (Николаева и др., 2019). Также перевод фторидов в хлориды способствовал предотвращению порчи прибора, в котором происходило распыление проб в камере и ионизация в горелке, изготовленных из кварцевого стекла.

Для гарантированного перевода фторидов в хлориды упаривание вещества до состояния «капли» и последующее добавление 0.5 мл HCl проводили еще два раза, а на четвертый раз виалы снимали с плитки, давали им остыть и в последний раз добавляли 0.5 мл концентрированной соляной кислоты.

Выпаренные пробы аккуратно из виал переносили в пробирки объемом 50 мл с помощью 0.5-нормальной азотной кислоты. Пробирки изначально взвешивались, после этого в них переносился материал из виал, стенки виал несколько раз ополаскивались HNO_3 (0.5 N), затем кислота с остатками пробы переносилась в пробирки. Пробы в пробирках доводили азотной кислотой до 50 мл и снова взвешивали.

Непосредственно перед измерением образцы донных осадков были разбавлены в 10 раз 3% раствором азотной кислоты. В каждую пробу были добавлены равные аликвоты раствора индия в качестве внутреннего стандарта, итоговая концентрация индия в пробе составляла 10 мкг/г. Добавление индия позволяет учесть дрейф сигнала в ходе измерения.

Для оценки полноты разложения проб в каждой серии анализов использовались государственные стандартные образцы (ГСО) с аттестованными значениями концентрации химических элементов. Для данного метода разложения были использованы следующие ГСО: SDO-3 (терригенно-карбонатный ил) и BCR-CRM414 (планктон) (приложение 2).

3.2.2.2 Спекание с карбонатом натрия

Спекание с карбонатом натрия используют для перевода элементов образцов в растворимые силикаты и алюмосиликаты, либо в осадки, которые легче подвергаются растворению кислотой, чем исходные минеральные формы (Николаева и др., 2019). Применение данного метода для разложения донных осадков было апробировано в работе (Бычкова и др., 2020).

Каждая навеска измельченного до состояния пудры образца донного осадка массой 100 мг (± 10 мг) смешивалась с содой (Na_2CO_3) в пропорции 1:3 – на 100 мг пробы 300 мг соды. Выбор такой массы навески обусловлен тем, что именно при данном количестве пробы происходит полное её разложение с использованием кислот, а также такое количество является достаточным для того, чтобы не применять существенного разбавления пробы перед анализом. Добавление в три раза большего количества соды предотвращает плавление пробы, обеспечивая более гомогенное спекание.

После добавления соды образцы тщательно перетирались в агатовой ступке до однородно перемешанной смеси, а затем переносились в алундовые тигли и выставлялись в муфельную печь. Тигли нагревались на протяжении 2.5 часов при температуре 815°C , а затем, после полного охлаждения, извлекались из печи.

Следующий этап подготовки проб к анализу методом ИСП-МС – растворение полученных спёков. Спёкшиеся пробы аккуратно переносили из тиглей в пробирки типа Falcon объемом 50 см^3 и заливали 2 мл дистиллированной воды для смачивания и размягчения полученных «таблеток». Для дальнейшего растворения спёка использовалась смесь трёх концентрированных кислот – 0.5 мл HCl и 3.5 мл смеси $\text{HNO}_3:\text{HF}$ (10:1). После прекращения интенсивного газоотделения пробы разбавляли и доводили до 50 мл HNO_3 (0.5 N). После всех произведённых операций препарат почти полностью растворялся, но для более качественного и полного растворения пробы выдерживались еще трое суток на поверхности с небольшим подогревом.

Для того, чтобы снизить влияние матричных эффектов, было произведено разбавление приготовленных растворов проб в 50 раз. Для учёта матричных эффектов и дополнительного контроля стабильности сигнала в пробы также вводился внутренний стандарт – раствор In – таким образом, чтобы в каждом из образцов его концентрация была равна 10 мкг/л (Николаева и др., 2019).

При разложении образцов методом спекания с карбонатом натрия использовались следующие ГСО: SDO-3 (карбонатно-терригенный ил) и SDO-5 (железомарганцевые корки).

3.2.2.3 Химический анализ на приборе

После выполнения ряда пробоподготовительных процедур и разбавления образцов, производился анализ качественных растворов на приборе «Agilent-7500a» с ионизацией в индуктивно-связанной плазме, выделением ионов квадрупольным масс-спектрометром и их регистрации детектором.

Подготовленный раствор вводился в прибор в потоке инертного газа (аргона) в виде ультрадисперсного аэрозоля, где впоследствии происходила его ионизация в индуктивно-связанной плазме (Бычкова и др., 2019). Подача пробы в распылитель осуществлялась со скоростью 1 мл/мин перистальтическим насосом, позволяющим поддерживать постоянный поток жидкости вне зависимости от физических свойств исследуемых образцов (вязкость стандартов, качественных растворов и растворителей). Проба, оказавшись в распылителе с распылительной камерой, охлаждаемой элементом Пельтье, разбивалась на мельчайшие капли под пневматическим ударом газового потока.

В приборе присутствует система электростатических линз, через которую проходят образовавшиеся в плазме ионы с целью образования сфокусированного потока. После образования сфокусированного потока ионы разделялись по соотношению массы к заряду при помощи высокочастотного гиперболического квадруполья. Затем происходило детектирование ионов электронным умножителем, сохраняющим линейность в диапазоне от 1 до $1 \cdot 10^{10}$ ионов/с (Бычкова и др., 2019).

Градуировка масс-спектрометра проводилась автоматически на основе анализа градуировочных растворов, приготовленных с использованием государственных стандартных образцов. Для расчета концентрации элементов использована серия градуировочных растворов с концентрацией 0.03; 0.3; 1; 3 и 10 ppb, приготовленных из стандартного 68-элементного раствора ICP-MS-68A, HPS (A и B) (Бычкова и др., 2019).

Калибровку чувствительности прибора и масс-калибровку осуществляли с помощью стандартного Type-раствора.

Так как в пробы и градуировочные растворы был добавлен внутренний стандарт In, по нему вводилась коррекция на дрейф сигнала при пересчёте интенсивности сигнала, полученной на приборе, на концентрации элементов. Интенсивность для каждого

элемента нормализовали на индий, делая допущение, что измеренная интенсивность сигнала для индия прямо пропорциональна его концентрации в растворе. Проводился расчёт отношения интенсивности для индия к его истинной концентрации для первого раствора в серии, а затем рассчитанное соотношение применяли по отношению к остальным растворам (Бычкова и др., 2019).

3.2.3 Другие химические анализы

Во всех полученных пробах также был проведен анализ на содержание органического и общего углерода ($C_{\text{орг}}$ и $C_{\text{общ}}$) методом кулонометрического титрования на анализаторе АН-7560 (Россия) до и после подкисления 1 н HCl, (аналитик Макарова Е.А.).

Содержание карбонатного углерода ($C_{\text{карб}}$) было вычислено как разница между $C_{\text{орг}}$ и $C_{\text{общ}}$. Для интерпретации полученных данных были вычислены следующие параметры: органическое вещество (ОВ) и карбонатное вещество (CaCO_3):

$$\text{ОВ} = C_{\text{орг}} * 2$$

$$\text{CaCO}_3 = C_{\text{карб}} * 100 / 12$$

В образцах ловушечной взвеси были определены содержания Si, Al, P методом фотометрии (аналитик Золотых Е.О.). Исходя из содержания алюминия в образце, было рассчитано содержание литогенного материала:

$$\text{Лит. в-во} = \text{Al} * 100 / 8,$$

где 8 – это среднее содержание алюминия, выраженное в массовых % в верхней части земной коры (Rudnick, Gao, 2003).

В образцах рассеянного осадочного вещества проводилось определение содержания аморфного кремнезёма. Аморфный кремнезем ($\text{SiO}_{2\text{ам}}$) определялся методом терригенной матрицы по разнице содержаний валового и литогенного кремнезема, как это было сделано в работе (Дриц и др., 2020).

ГЛАВА 4.

Результаты

4.1 Донные осадки

Изучение донных осадков проводилось в несколько этапов. В колонке донных осадков, отобранной мультикорером, определялось содержание органического, карбонатного и литогенного вещества. Также проводилось определение микроэлементного состава методом ИСП-МС

4.1.1 Компонентный состав донных осадков

Сначала рассмотрим компонентный состав донных осадков (рис 4.1). Содержание органического вещества (ОВ) варьирует по всей колонке от максимального значения – 1.5% (горизонт 7–8 см) до минимального – 0.013% (горизонт 19–20 см). Содержание ОВ в колонке возрастает с глубиной, достигая максимальных значений на глубине 8 см, а затем вниз по профилю колонки содержание уменьшается, достигая своего минимума на глубинах 19–20 см. Далее вниз по профилю его содержание незначительно повышается, затем снова снижается.

Распределение карбонатного вещества неравномерно. Так, наибольшие содержания характерны для верхних горизонтов – 47% в самом верхнем горизонте (2–3 см), затем вниз по профилю идёт постепенное уменьшение содержания карбонатного вещества. Глубже горизонта 11–12 см начинается резкий спад содержаний, а на глубинах 17–18 см зарегистрирован минимум – 7.5%. На глубинах 21–25 см наблюдается локальное повышение содержания карбонатного вещества до 32–34%. К концу колонки содержания уменьшаются до 17%.

Распределение литогенного вещества в колонке находится в противофазе с карбонатным – чем ниже содержания карбонатного вещества, тем, соответственно, выше содержания литогенного. В отличие от карбонатного, содержания литогенного вещества увеличиваются вниз по профилю колонки. В верхних семи горизонтах значения практически не изменяются и варьируют в пределах 54.3–58.6%, ниже по профилю содержания увеличиваются и достигают максимума на глубине 17–18 см – 89.6%. Затем на глубинах 20–26 см происходит локальное уменьшение содержания литогенного вещества (на этих же глубинах наблюдается увеличение содержания карбонатного вещества) – до 71.8%, а в двух нижних слоях содержания снова увеличиваются до 88.8% (приложение 3).

Исходя из полученных значений компонентного состава донных осадков, в колонке можно выделить четыре зоны, объединяющие в себя горизонты со схожими содержаниями изученных компонентов – 2–11 см, 11–20 см, 20–26 см и 26–28 см (рис. 4.2) (приложение 4).



Рис. 4.1 Диаграмма распределения компонентов по колонке донных осадков

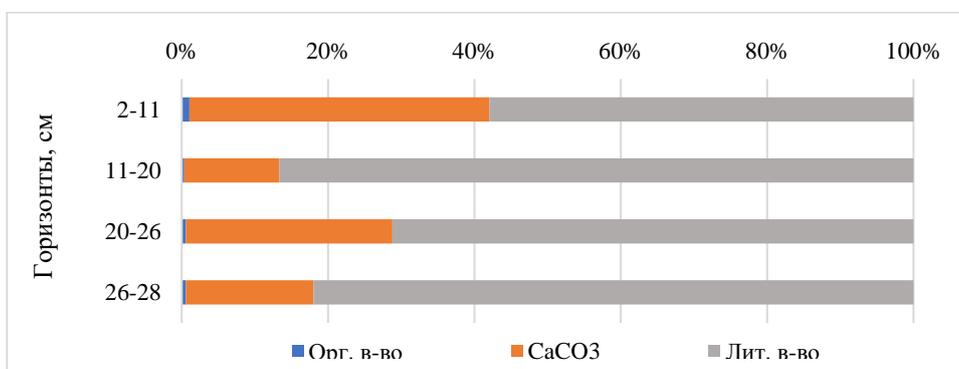


Рис. 4.2 Диаграмма распределения усреднённых компонентов по колонке донных осадков

4.1.2 Элементный состав донных осадков

Элементный состав донных осадков определялся методом ИСП-МС. Рассмотрим вертикальную изменчивость содержаний отдельных элементов на примере Al, Mn, Cu и Sr (табл. 4.1).

Табл. 4.1 Содержание Al, Mn, Cu и Sr в колонке донных осадков

Глубина, см	Al, %	Mn, %	Cu, мкг/г	Sr, мкг/г
2-3	4.47	0.25	24	1191
3-4	4.47	0.25	26	1173
4-5	4.63	0.23	27	1141
5-6	4.66	0.23	24	1116
6-7	4.64	0.24	24	1152
7-8	4.69	0.25	27	1135
8-9	4.34	0.21	23	992
9-10	5.09	0.24	30	738
10-11	5.67	0.25	27	640
11-12	6.01	0.25	26	532
12-13	6.44	0.25	26	461
13-14	6.86	0.26	25	386
14-15	6.58	0.24	18	303
15-16	6.96	0.23	18	274
16-17	7.10	0.24	31	257
17-18	7.17	0.22	28	252
18-19	6.99	0.23	27	265
19-20	6.16	0.26	28	268
20-21	4.90	0.20	15	227
21-22	5.76	0.33	37	570
22-23	5.75	0.32	44	633
23-24	5.80	0.15	33	602
24-25	5.45	0.16	35	485
25-26	5.88	0.17	39	523
26-27	6.86	0.18	40	417
27-28	7.10	0.18	35	352

Содержание Al постепенно увеличивается с глубиной. Минимальное содержание определено в самом верхнем слое донных осадков – 4.47%, максимальное – на глубинах 16–17 и 17–18 см (7.10% и 7.17%) и 27–28 см (7.10%) (рис. 4.3а).

Содержание Mn практически не меняется на протяжении всей колонки донных осадков и до глубины 19 см варьирует в пределах 0.21–0.26%. Ниже, на глубинах 20–23 см отмечается локальное увеличение содержаний Mn до значений 0.32–0.33%. Увеличение содержания Mn на этих глубинах синхронно с увеличением содержания

карбонатного вещества в этом же горизонте, что, возможно, свидетельствует о переотложении карбонатов марганца в ходе диагенеза (Юдович, Кетрис, 2011). Ниже 23 см содержание Mn резко уменьшаются и варьирует в пределах 0.15–0.18% (рис 4.3а).

Содержание Cu распределено по профилю неравномерно, содержание варьирует в пределах от 15 мкг/г (глубина 20–21 см) до 44 мкг/г (глубина 22–23 см). С верхнего горизонта и до глубины 15 см распределение меди по профилю достаточно равномерно и практически не меняется, а ниже 16 см изменения в содержании становятся более заметными. Пики содержания Cu проявляются там же, где и пики содержания органического вещества (глубины 21–23 см) (рис 4.3а).

Содержание Sr уменьшается вниз по профилю колонки донных осадков. Максимальное содержание Sr отмечается в самом верхнем горизонте (1191 мкг/г), минимальная – на глубине 17–18 см (252 мкг/г). В профильном распределении элемента также наблюдается локальное увеличение содержания на глубинах 21–24 см до значений 570–633 мкг/г. Как и содержания Mn на этих глубинах, так и содержания Sr коррелируют с локальным увеличением карбонатного вещества на этих же горизонтах (рис. 4.3б).

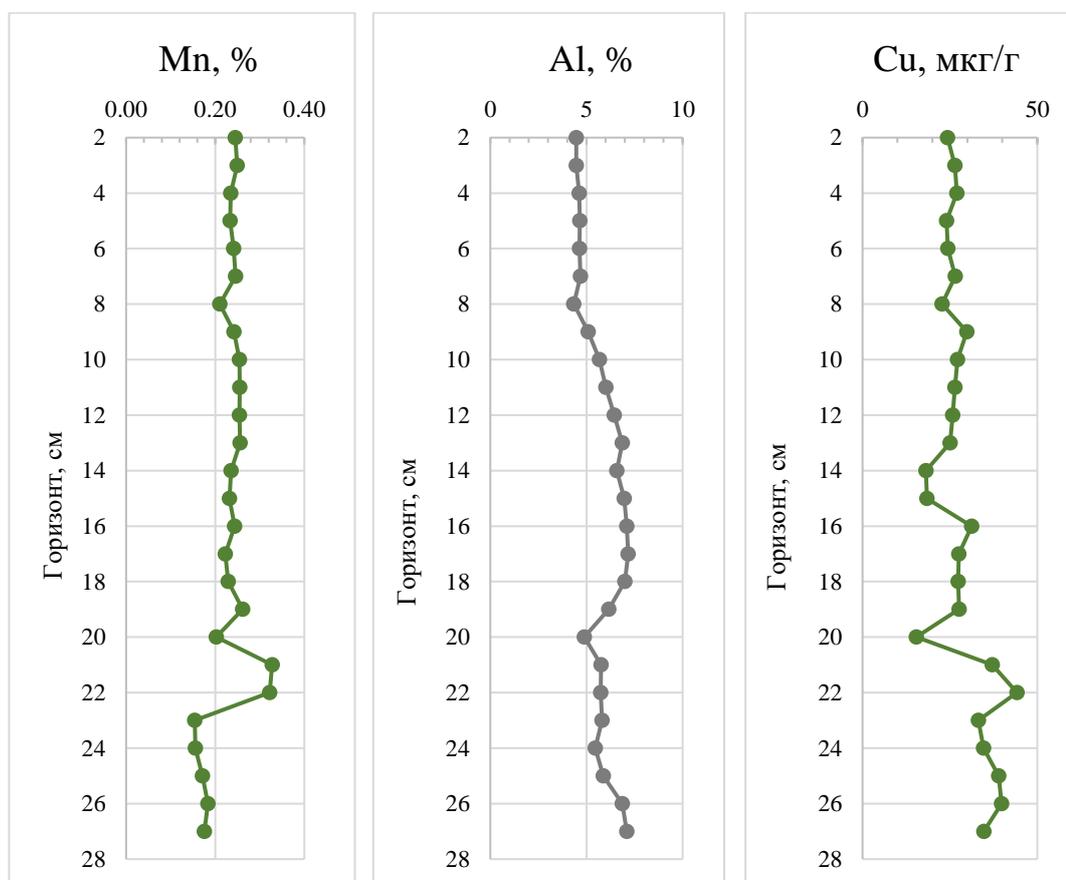


Рис. 4.3а Распределение элементов по профилю колонки донных осадков

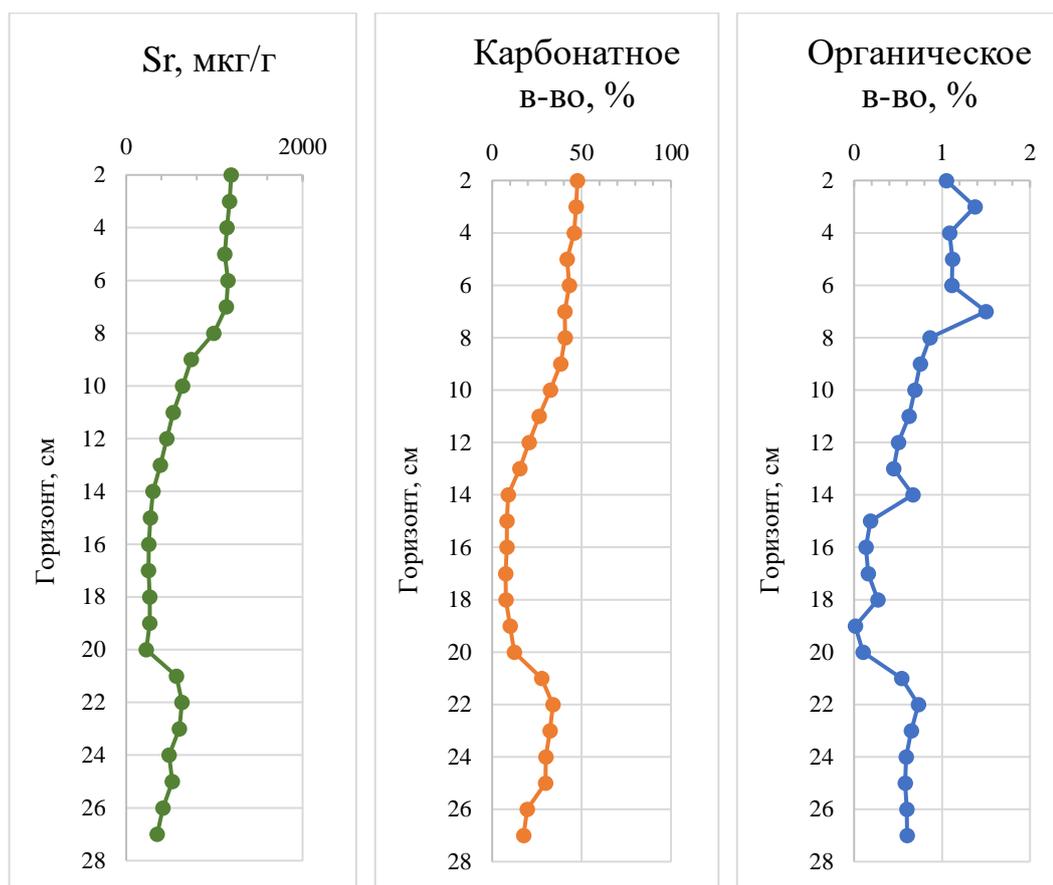


Рис. 4.36 Распределение элементов по профилю колонки донных осадков

Для интерпретации данных содержания элементов были нормализованы на состав Северо-Американского сланца NASC (Gromet et al., 1984). На рисунке 4.4 представлены геохимические спектры элементного состава донных осадков, нормализованные на сланец, в выделенных ранее горизонтах. Были выделены группы элементов, в соответствии с их обогащённостью или обеднённостью относительно сланца.

Исходя из полученных нормализованных значений, элементы были разделены на три группы: >0.5 – обедняющие осадочное вещество; $0.5-1.5$ – нормальное содержание в осадках; >1.5 – обогащающие осадочное вещество (табл. 4.2). К первой группе, обедняющей осадочное вещество, были отнесены следующие элементы: Zn (26–112 мкг/г), As (6–12 мкг/г), Rb (67–107 мкг/г), Cd (0.07–0.37 мкг/г), Sb (0.41–0.45 мкг/г), Cs (2.31–3.32 мкг/г), Bi (0.18–0.22 мкг/г), U (1.4–1.8 мкг/г). Ко второй: Li (41–62 мкг/г), Be (2.0–2.8 мкг/г), Al (47402–69791 мкг/г), Ti (3956–4900 мкг/г), V (110–116 мкг/г), Cr (89–112 мкг/г), Co (15–17 мкг/г), Ni (43–50 мкг/г), Cu (25–37 мкг/г), Ga (13–19 мкг/г), As (6–12 мкг/г), Rb (67–107 мкг/г), Sr (333–1031 мкг/г), Y (18–24 мкг/г), Zr (94–158 мкг/г), Nb (12–15 мкг/г), Cd (0.07–0.37 мкг/г), Cs (2.31–3.32 мкг/г), Ba (429–517 мкг/г), Hf (2.7–4.3 мкг/г), W (0.96–1.25 мкг/г), Pb (15–21 мкг/г), Bi (0.18–0.24 мкг/г), Th (7.3–12.3 мкг/г), U (1.4–1.8

мкг/г). К третьей группе были отнесены два элемента, обогащающие осадочное вещество: Mn (1797–2397 мкг/г) и Sr (333–1031 мкг/г) (табл. 4.3).

В профиле донных осадков наблюдается сильное обогащение по Mn и Sr. Наиболее сильное обогащение этими двумя элементами наблюдается в верхних горизонтах, которое постепенно уменьшается вниз по профилю, но по-прежнему продолжает обогащать вещество донных осадков.

Нормализованное значение Mn на глубинах 2–11 см составило 2.82, а на глубинах 26–28 см – 2.11. Нормализованное значение Sr на 2–11 см – 3.44, на 26–28 см – 1.28. Повышенные содержания Mn в верхних горизонтах связаны с диагенетическими процессами (Юдович, Кетрис, 2011).

Sr часто входит в состав карбонатов, поэтому, с увеличением растворения карбонатов вниз по профилю, наблюдается закономерное уменьшение содержания стронция.

Неравномерное обеднение наблюдается по Zn: в верхних горизонтах обеднение очень сильное ($C_n=0.27$), вниз по профилю обеднение становится не таким значительным, а в самых нижних горизонтах наблюдается небольшое обогащение ($C_n=1.18$). Такое распределение содержания цинка в профиле связано с его миграционной способностью и подверженностью диффузии.

Также обеднение наблюдается по Rb: C_n варьирует в пределах 0.48 (верхние горизонты) – 0.77 (нижние горизонты). Rb имеет близкое сродство к литогенному веществу и активно входит в состав глинистых минералов, поэтому вниз по профилю обеднение становится менее значительным.

Сильное обеднение по Cd наблюдается на глубине 26–28 см ($C_n=0.22$). Связано это, вероятно, с уменьшением содержания органического вещества вниз по профилю донных осадков.

Табл. 4.2 Элементы, обедняющие (<0.5) и обогащающие (>1.5) осадочное вещество

C_n	Элементы
< 0.5	Zn, As, Rb, Cd, Sb, Cs, Bi, U
0.5 - 1.5	Li, Be, Al, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cd, Cs, Ba, Hf, W, Pb, Bi, Th, U
> 1.5	Mn, Sr

Табл. 4.3 Усреднённые содержания элементов по горизонтам ДО, нормализованные на Северо-Американский сланец (NASC)

	Li	Be	Al	Ti	V	Cr	Mn
2-11 см	0.63	0.66	0.59	0.86	0.85	1.08	2.82
11-20 см	0.80	0.92	0.84	0.85	0.89	1.14	2.86
20-26 см	0.70	0.76	0.70	0.88	0.78	0.99	2.61
26-28 см	0.94	0.94	0.87	1.07	1.04	1.25	2.11

	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb
2-11 см	0.89	0.63	0.57	0.27	0.66	0.84	0.48
11-20 см	0.88	0.69	0.56	0.54	0.98	0.77	0.77
20-26 см	0.78	0.64	0.75	0.65	0.78	0.47	0.56
26-28 см	0.90	0.74	0.83	1.18	1.02	0.89	0.77

	Sr	Y	Zr	Nb	Cd	Sb	Cs
2-11 см	3.44	0.70	0.59	1.07	0.58	0.29	0.46
11-20 см	1.11	0.93	0.98	1.25	1.24	0.27	0.62
20-26 см	1.69	0.80	0.75	1.16	0.71	0.30	0.47
26-28 см	1.28	0.89	0.90	1.34	0.22	0.29	0.66

	Ba	Hf	W	Pb	Bi	Th	U
2-11 см	0.74	0.58	0.57	0.90	0.42	0.60	0.37
11-20 см	0.89	0.94	0.57	1.03	0.52	0.94	0.50
20-26 см	0.78	0.73	0.53	0.75	0.42	0.70	0.45
26-28 см	0.87	0.90	0.69	0.92	0.56	1.03	0.49

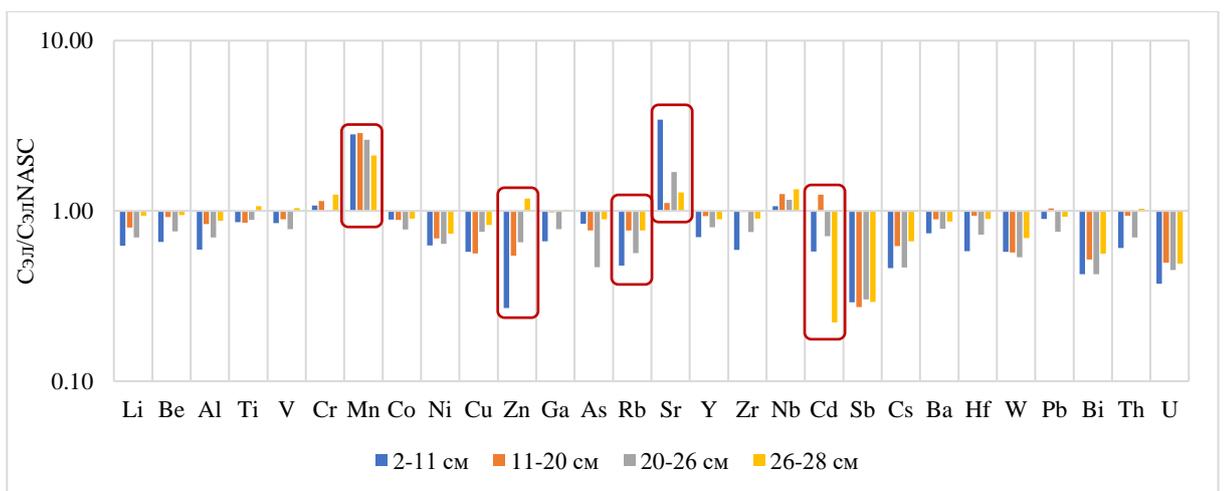


Рис. 4.4 Элементный состав донных осадков, нормализованный на Северо-Американский сланец (NASC)

4.1.3 РЗЭ в донных осадках

В донных осадках также было определено содержание редкоземельных элементов: La (23.0–42.0 мкг/г), Ce (50.1–92.9 мкг/г), Pr (5.4–10.6 мкг/г), Nd (22.6–41.8 мкг/г), Sm (4.2–7.4 мкг/г), Eu (0.98–1.57 мкг/г), Gd (3.9–6.9 мкг/г), Tb (0.57–1.04 мкг/г), Dy (2.9–5.2 мкг/г), Ho (0.61–1.05 мкг/г), Er (1.77–2.91 мкг/г), Tm (0.22–0.43 мкг/г), Yb (1.54–2.93 мкг/г), Lu (0.21–0.44 мкг/г) (нормализованные значения приведены в приложении 5).

Содержания редкоземельных элементов в среднем увеличиваются вниз по профилю колонки донных осадков. Полученные значения были нормализованы на Северо-Американский сланец (NASC) (Gromet et al., 1984). Спайдер-диаграмма представлена на рисунке 4.5. На графике наглядно представлено обеднение и обогащение РЗЭ выделенных ранее горизонтов.

На глубинах 2–11 см наблюдается обеднение РЗЭ, значения $C_{эл}/C_{NASC} < 1$. В следующей выделенной ранее зоне (11–20 см) содержания РЗЭ выше, чем в вышележащих слоях, эта зона обогащена лёгкими РЗЭ, но обеднена тяжёлыми (к лёгким РЗЭ относятся элементы от La до Eu, к тяжёлым – от Gd до Lu (Дубинин, 2006)). В слое 20–26 см наблюдается понижение содержаний РЗЭ, все представленные значения лежат в области значений < 1 . В самом нижнем слое (26–28 см) наблюдается повышение содержаний РЗЭ и обогащение лёгкими РЗЭ.

Для донных осадков был произведён расчёт цериевой аномалии по формуле:

$$Ce_{an} = (Ce/Ce_{NASC}) / \{0,5 * (La/La_{NASC} + Nd/Nd_{NASC})\}$$

По вычисленным значениям аномалии можно также проследить наличие некоторых зон в колонке донных осадков. Отрицательная цериевая аномалия зарегистрирована в зонах 2–9, 14–16, 17–19, 20–23, 26–28 см, а положительная была определена на глубинах 9–14, 16–17, 19–20, 23–26 см. На глубине 20–21 см наблюдается резкое понижение значения Ce_{an} до значения 0.88. Сильно выраженная отрицательная цериевая аномалия характерна для океанской воды (Дубинин, 2006) и для вещества, которое образуется из океанской воды (биогенное и хемогенное вещество). Области с отрицательной цериевой аномалией соответствуют горизонтам с пониженными содержаниями литогенного вещества. Таким образом, отрицательная цериевая аномалия маркирует горизонты, на которых повышается вклад аутигенного материала (рис. 4.6).

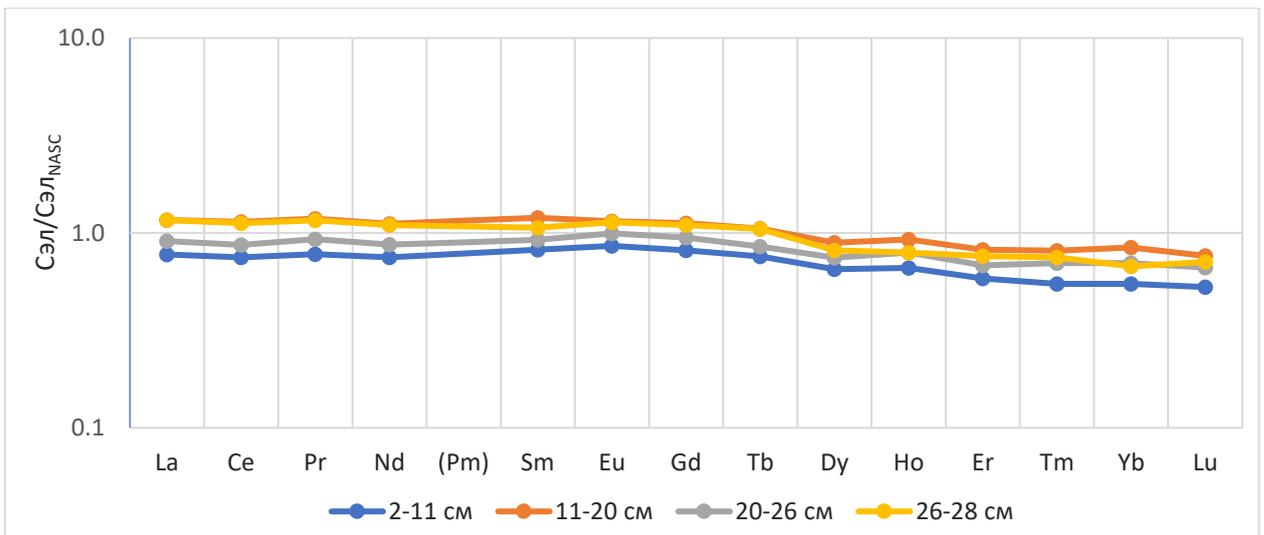


Рис. 4.5 Содержания РЗЭ в донных осадках

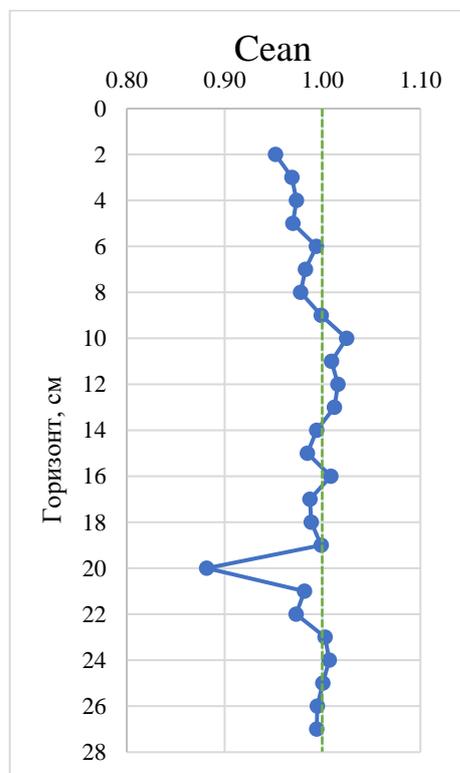


Рис. 4.6 Распределение цериевой аномалии по колонке донных осадков

4.1.4 Сравнение с литературными данными

Сравнить полученные данные можно с результатами работ А. В. Маслова. А. В. Маслов изучал распределение ряда редких и рассеянных элементов в пробах донных осадков Баренцева моря, отобранных дночерпателем в 67-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” (Маслов и др., 2021). Один из районов изучения располагался в

Медвежинском желобе, где были проведены 5 станций пробоотбора – ст. 5429, ст. 5430, ст. 5431, ст. 5433, ст. 5434.

Медвежинский желоб представляет собой канал, соединяющий Баренцево и Норвежское моря, поэтому интересно взять именно эту область для проведения сравнения.

В приложении 6 представлены усреднённые содержания элементов по всей колонке донных осадков каждой из станций, а на рисунке 4.7 – спайдер-диаграмма распределения элементов.

Как видно по диаграмме, элементы распределяются по одинаковым закономерностям, резких «выпадов» не наблюдается. Вещество, отобранное на станции, расположенной в Лофотенской котловине Норвежского моря, характеризуется повышенным содержанием большинства элементов по сравнению с материалом, отобранным в Медвежинском желобе. Содержания следующих элементов в материале Лофотенской котловины значительно больше, чем на станциях в Медвежинском желобе: Li, Cr, Rb, Sr, Y, Zr, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Hf, Th. Примерно равные содержания были определены для Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Nb, Ba, La, Tm, Lu. И лишь содержания четырёх элементов на станции 5522 ниже, чем на всех остальных станциях – V, Cs, Pb, U.

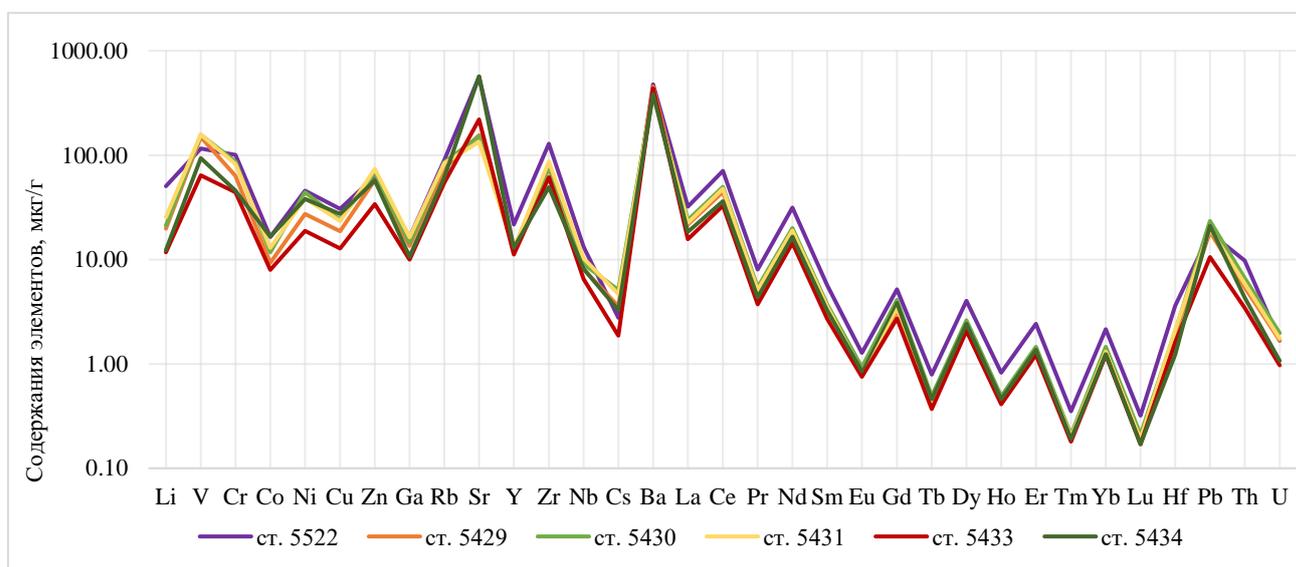


Рис. 4.7 Сравнение элементного состава Лофотенской котловины (ст. 5522) с элементным составом Медвежинского желоба (ст. 5429, ст. 5430, ст. 5431, ст. 5433, ст. 5434)

4.2 Взвешенное осадочное вещество

4.2.1 Потоки взвешенного вещества

В данной работе были изучены распределение потоков вещества по глубине (на основе материала, собранного ловушками МСЛ-110) и по месяцам в течение года (на основе материалов, собранных ловушками «Лотос-3»). Также был изучен элементный состав ловушечного вещества.

В водной толще наблюдается заметное увеличение потока вниз по глубине (рис 4.8). По отобранному ловушками МСЛ-110 веществу получены следующие результаты: на глубине 500 м поток составил 14.8 г/м²/год; на 1250 м – 16.0 г/м²/год; на 2110 м – 18.3 г/м²/год; на 2550 м – 19.6 г/м²/год; а в самом нижнем слое 2980 м – 128.8 г/м²/год (табл. 4.4). В придонном нефелоидном слое поток примерно в 5 раз больше, чем в слоях, располагающихся выше. Это связано с воздействием придонных течений, которые взмучивают осадок.

Сезонная изменчивость потоков вещества в период с августа по май различается на горизонтах 500 и 2980 м.

В верхнем слое (500м) водной толщи максимальный поток зарегистрирован в сентябре – 51.9 г/м²/год, минимальный – в апреле – 0.2 г/м²/год. На этой глубине увеличение потока вещества приходится на тёплое время года – август-сентябрь, что связано с циклом цветения водорослей (например, кокколитофорид).

В нижнем придонном слое (2980м) потоки значительно больше. Максимальный поток зарегистрирован, напротив, в апреле – 264.8 г/м²/год, в то время как минимальный поток был отмечен в декабре и составил 20.8 г/м²/год. Увеличение потоков характерно для весенних месяцев, что объясняется, по-видимому, усилением придонных течений.

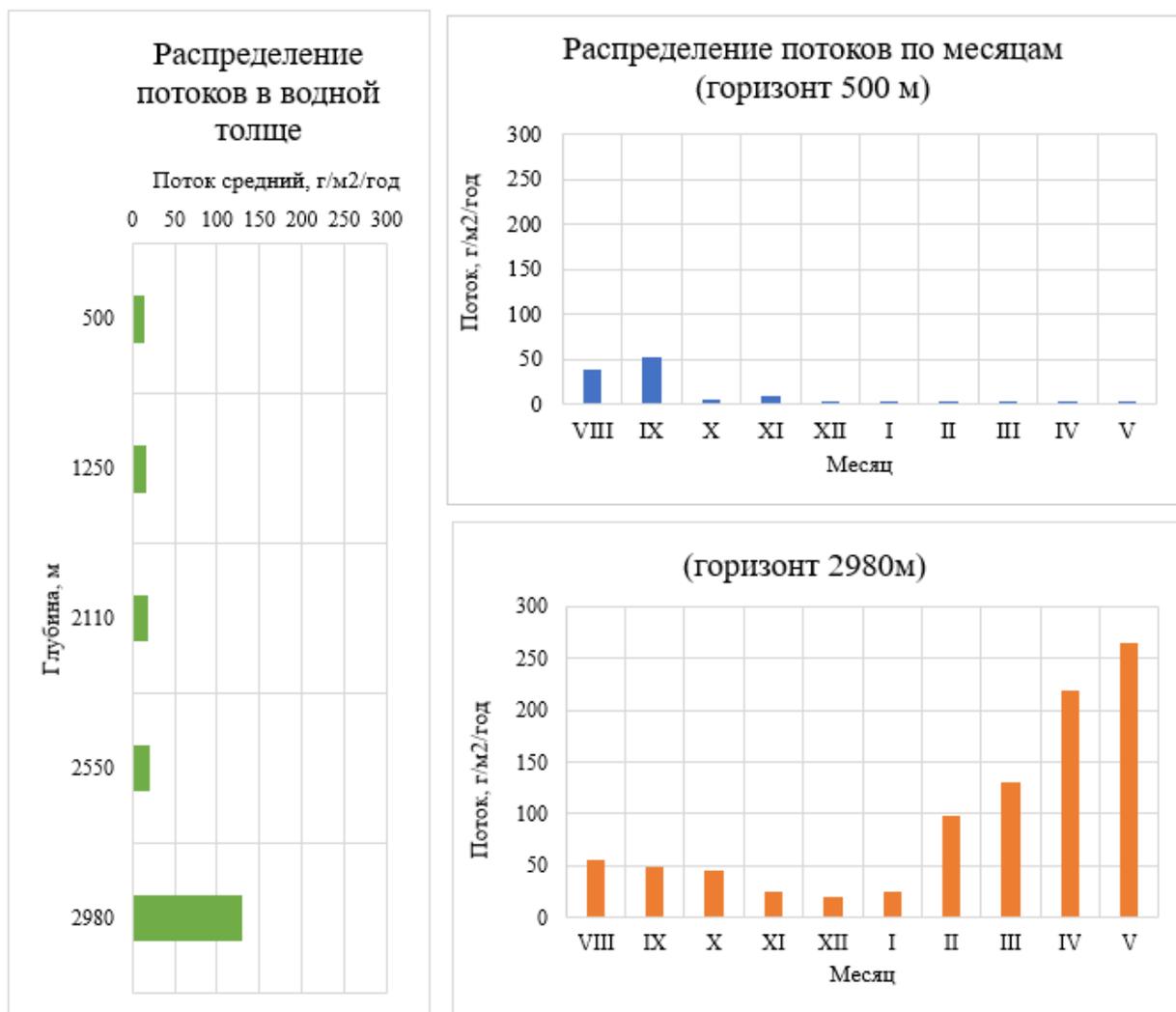


Рис. 4.8 Распределение потоков вещества по глубинам и месяцам (на 500 и 2980 м)

Табл. 4.4 Глубинное распределение потоков вещества

Ловушка	Горизонт, м	Начало	Конец	Поток средний, г/м ² /год
МСЛ-110	500	06.08.2018	05.06.2019	14.8
	1250	06.08.2018	05.06.2019	16.0
	2110	06.08.2018	05.06.2019	18.3
	2550	06.08.2018	05.06.2019	19.6
	2980	06.08.2018	05.06.2019	128.8

Табл. 4.4 Сезонное распределение потоков вещества (продолжение)

Ловушка	Горизонт, м	Начало	Конец	Поток, г/м ² /год	Месяц
Лотос-3'15	500	07.08.2018	06.09.2018	39.1	VIII
		06.09.2018	06.10.2018	51.9	IX
		06.10.2018	05.11.2018	4.9	X
		05.11.2018	05.12.2018	8.2	XI
		05.12.2018	04.01.2019	2.5	XII
		04.01.2019	03.02.2019	1.8	I
		03.02.2019	05.03.2019	0.8	II
		05.03.2019	04.04.2019	0.8	III
		04.04.2019	04.05.2019	0.2	IV
		04.05.2019	03.06.2019	0.9	V
	2980	07.08.2018	06.09.2018	55.4	VIII
		06.09.2018	06.10.2018	48.6	IX
		06.10.2018	05.11.2018	45.6	X
		05.11.2018	05.12.2018	25.9	XI
		05.12.2018	04.01.2019	20.8	XII
		04.01.2019	03.02.2019	25.9	I
		03.02.2019	05.03.2019	97.8	II
		05.03.2019	04.04.2019	130.2	III
		04.04.2019	04.05.2019	219.3	IV
		04.05.2019	03.06.2019	264.8	V

4.2.2 Компонентный состав взвешенного вещества

В проанализированной ловушечной взвеси были вычислены содержания органического, карбонатного и литогенного вещества, а также содержание аморфного кремнезёма.

Глубинное распределение представлено следующим образом. Содержание органического вещества равномерно убывает с глубиной, максимум содержания наблюдается в верхних слоях водной толщи – 35.79%, минимум зарегистрирован в придонном слое – 2.72%. Карбонатное вещество сначала возрастает с глубиной от 58.48% на горизонте 1250 м до 62.72% на горизонте 2110 м, а затем обратно снижается до 37.29% в придонном слое на глубине 2980 м. Содержания литогенного вещества закономерно увеличиваются вниз по профилю водной толщи, минимальное значение определено на глубине 500 м – 10.85%, максимальное зарегистрировано на глубине 2980 м – 57.33%. Аморфный кремнезём распределён в водной толще неравномерно, значения варьируют в пределах от 1.46% (на глубине 2110 м) до 5.92% (на глубине 2550 м) (табл. 4.5) (рис. 4.9).

Сезонное распределение компонентного состава было получено при изучении вещества, поступившего в ловушки типа «Лотос-3». В приповерхностном слое (500 м) изменение в составе намного более масштабно, в отличие от придонного слоя (2980 м). На глубине 500 м максимум органического вещества наблюдается в ранние весенние месяцы – март-апрель (57.56% и 72.74%, соответственно), а минимум зарегистрирован в сентябре – 1.09%. Накопление карбонатного вещества происходит в основном в осенние месяцы, постепенно снижаясь к весне. Максимальные количества карбонатного вещества приходятся на сентябрь (96.87%), минимальные – на апрель (10.92%). Содержание карбонатного вещества в мае было ниже уровня обнаружения. Литогенное вещество накапливается в течение сезона неравномерно и варьирует в пределах 4.42% (март) – 57.95% (май). Аморфный кремнезём вносит относительно небольшой вклад в компонентный состав, наибольшее накопление зарегистрировано поздней весной – ранним летом (26.24% - май, 11.96% - август), наименьшее количество вещества накопилось в сентябре – 0.67% (табл. 4.5) (рис. 4.10).

В придонном слое на глубине 2980 м распределение менее контрастно, все компоненты распределены достаточно равномерно. Содержания органического вещества находятся в пределах от 1.72% (апрель) до 5.99% (ноябрь). Небольшое увеличение накопления органики наблюдается в осенние месяцы. Карбонатное вещество также накапливается равномерно с локальным максимумом в осенние месяцы. Наибольшее содержание наблюдается в октябре (48.79%), наименьшее характерно для весенних месяцев – в апреле (34.73%). Накопление литогенного вещества происходило равномерно с постепенным увеличением значений на протяжении всей продолжительности экспозиции. Так, наименьшие значения зарегистрированы в осеннем сезоне (октябрь – 43.73%), наибольшие – в весеннем сезоне (май – 60.37%). Аморфный кремнезём также накапливался равномерно на протяжении всей экспозиции. Максимальное накопление определено в августе (6.11%), минимальное – в марте (2.08%) (табл. 4.5) (рис. 4.11).

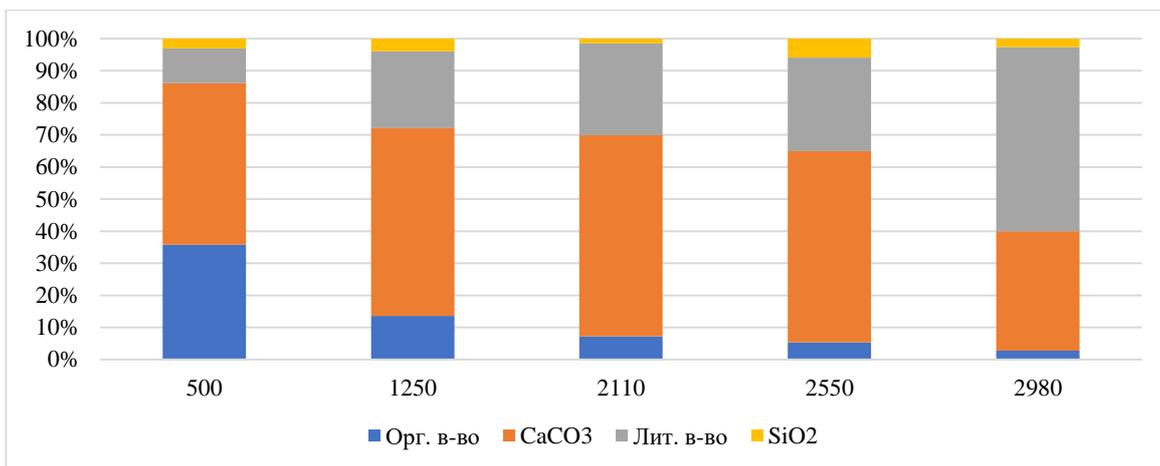


Рис. 4.9 Глубинное распределение компонентов взвешенного осадочного вещества (МСЛ-110)

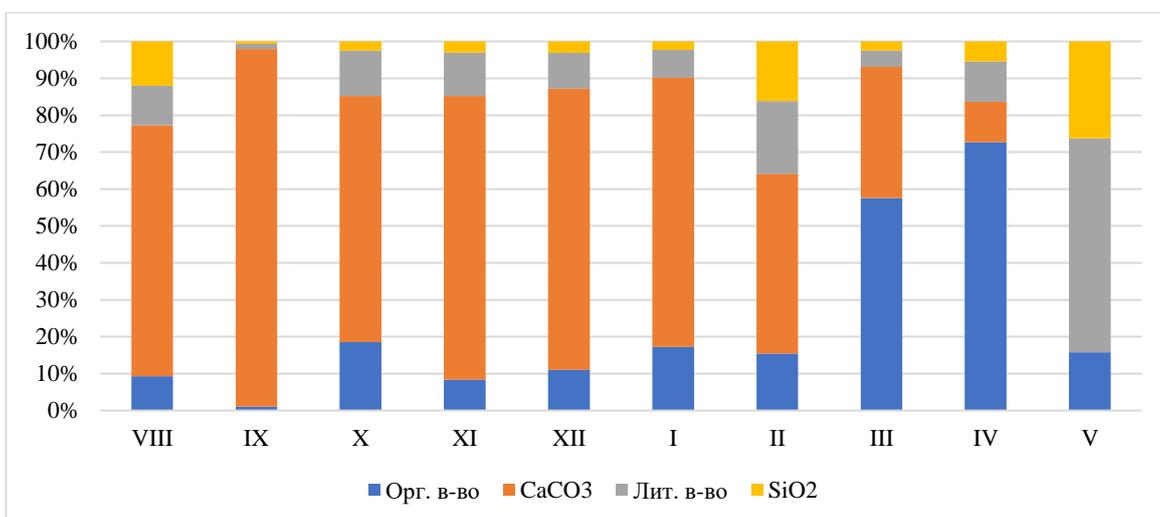


Рис. 4.10 Сезонное распределение компонентов взвешенного осадочного вещества («Лотос», 500 м)

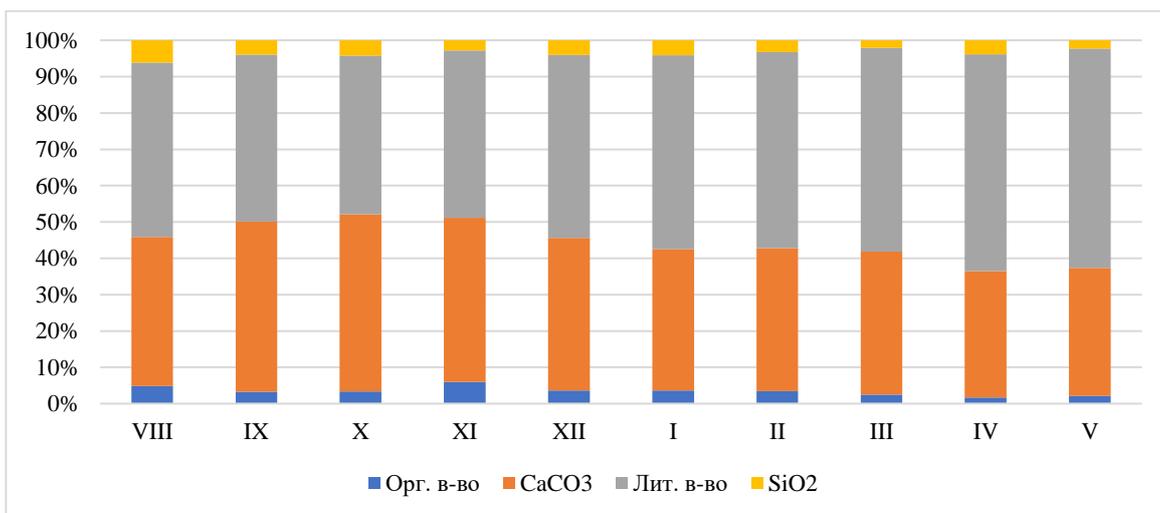


Рис. 4.11 Сезонное распределение компонентов взвешенного осадочного вещества («Лотос-3», 2980 м)

Табл. 4.5 Компонентный состав взвешенного осадочного вещества (распределение по горизонтам (МСЛ-110) и месяцам («Лотос-3»))

Ловушка	Горизонт, м	Орг. в-во, %	CaCO ₃ , %	Лит. в-во, %	SiO _{2ам} , %
МСЛ-110	500	35.79	50.33	10.85	3.04
	1250	13.64	58.48	23.93	3.95
	2110	7.21	62.72	28.62	1.46
	2550	5.33	59.64	29.11	5.92
	2980	2.72	37.29	57.33	2.66

Ловушка	Горизонт, м	Орг. в-во, %	CaCO ₃ , %	Лит. в-во, %	SiO _{2ам} , %	Месяц
Лотос-3'15	500	9.26	68.03	10.76	11.96	VIII
		1.09	96.87	1.38	0.67	IX
		18.59	66.64	12.31	2.46	X
		8.33	76.93	11.73	3.01	XI
		11.03	76.21	9.69	3.07	XII
		17.23	72.99	7.49	2.29	I
		15.43	48.71	19.77	16.10	II
		57.56	35.55	4.42	2.47	III
		72.74	10.92	10.96	5.38	IV
		15.81	0.00	57.95	26.24	V
	2980	4.83	41.01	48.05	6.11	VIII
		3.30	46.79	45.94	3.97	IX
		3.32	48.79	43.73	4.17	X
		5.99	45.14	46.10	2.78	XI
		3.64	41.98	50.37	4.00	XII
		3.61	38.92	53.38	4.10	I
		3.46	39.32	53.99	3.23	II
		2.50	39.33	56.09	2.08	III
		1.72	34.73	59.65	3.89	IV
		2.15	35.25	60.37	2.23	V

4.2.3 Элементный состав взвешенного вещества

Элементный состав был определён для следующих элементов: Li, Be, Al, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Nb, Mo, Cd, Ba, Hf, Pb, Th, U, а также РЗЭ.

В таблице 4.6 представлены усреднённые значения содержаний элементов в мкг/г, которые были определены по материалу, отобранному ловушками МСЛ-110 на пяти разных глубинах: 500, 1250, 2110, 2550 и 2980 м. Для того, чтобы оценить степень

обогащения вещества элементами, было произведено сравнение полученных значений с аттестованными значениями содержаний элементов в Северо-Американском сланце (NASC) (Gromet et al., 1984).

Если выделять две группы элементов, содержания которых выше и ниже значений, определенных в Северо-Американском сланце, то к группе элементов, обогащающих вещество ($C_{эл}/C_{NASC} > 1$) можно отнести Mn, Zn, Sr, Cd, Ba, Pb, а к группе обедняющих ($C_{эл}/C_{NASC} < 1$) – Li, Be, Al, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Ga, As, Rb, Y, Nb, Mo, Hf, Th, U.

Табл. 4.6 Усреднённый элементный состав материала, отобранного ловушками МСЛ, нормализованный на Северо-Американский сланец (NASC)

Горизонт, м	Li	Be	Al	Sc	Ti	V	Cr	Mn
500	0.102	0.084	0.107	0.205	0.170	0.177	0.098	0.608
1250	0.136	0.134	0.157	0.286	0.310	0.289	0.146	1.016
2110	0.207	0.211	0.241	0.419	0.489	0.518	0.253	1.645
2550	0.259	0.256	0.301	0.513	0.559	0.630	0.289	2.059
2980	0.498	0.479	0.513	0.798	0.670	0.826	0.545	2.327

Горизонт, м	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr
500	0.281	0.399	0.678	6.516	0.162	0.619	0.122	2.896
1250	0.394	0.488	0.850	2.787	0.232	0.685	0.161	3.534
2110	0.584	0.754	0.945	3.391	0.338	0.668	0.238	3.690
2550	0.709	0.543	0.851	1.845	0.414	0.834	0.303	3.623
2980	0.985	0.540	1.601	1.145	0.687	0.845	0.454	3.315

Горизонт, м	Y	Nb	Mo	Cd	Ba	La	Ce	Dy
500	0.163	0.168	2.781	3.951	1.511	0.193	0.163	0.163
1250	0.210	0.276	0.356	12.445	3.311	0.257	0.231	0.208
2110	0.294	0.430	0.460	6.186	2.164	0.350	0.309	0.298
2550	0.358	0.496	0.328	1.062	2.356	0.432	0.392	0.365
2980	0.585	0.839	0.369	0.594	0.932	0.764	0.711	0.741

Горизонт, м	Hf	Pb	Th	U
500	0.092	1.236	0.103	0.209
1250	0.135	1.290	0.154	0.231
2110	0.180	1.723	0.220	0.245
2550	0.222	1.692	0.286	0.233
2980	0.496	1.828	0.638	0.397

Помимо нормализации на NASC, для рассеянного осадочного вещества были рассчитаны коэффициенты обогащения (КО). Использование коэффициента обогащения

позволяет произвести оценку источников поступления элементов в пробу. Расчёт производился по следующей формуле:

$$KO = \frac{(C_{эл}/Al)_{\text{проб}}}{(C_{эл}/Al)_{NASC}}$$

Принято считать, что если значения КО меньше 3, то источник поступления элемента – литогенный. Если же значение КО для элемента больше 3, значит, существуют другие источники его поступления.

Для изучаемых элементов в основном характерен литогенный источник поступления вещества (рис. 4.12), однако для некоторых элементов источник поступления другой. К таким элементам, КО которых превышает значение 3, относятся Mn, Ni (на горизонтах 500, 1250 и 2110 м), Cu, Zn, As (на верхних горизонтах – 500 и 1250 м), Sr, Mo (в самом верхнем горизонте – 500 м – содержания в разы превышают количество Mo во всех остальных горизонтах), Cd, Ba, Pb (приложение 7).

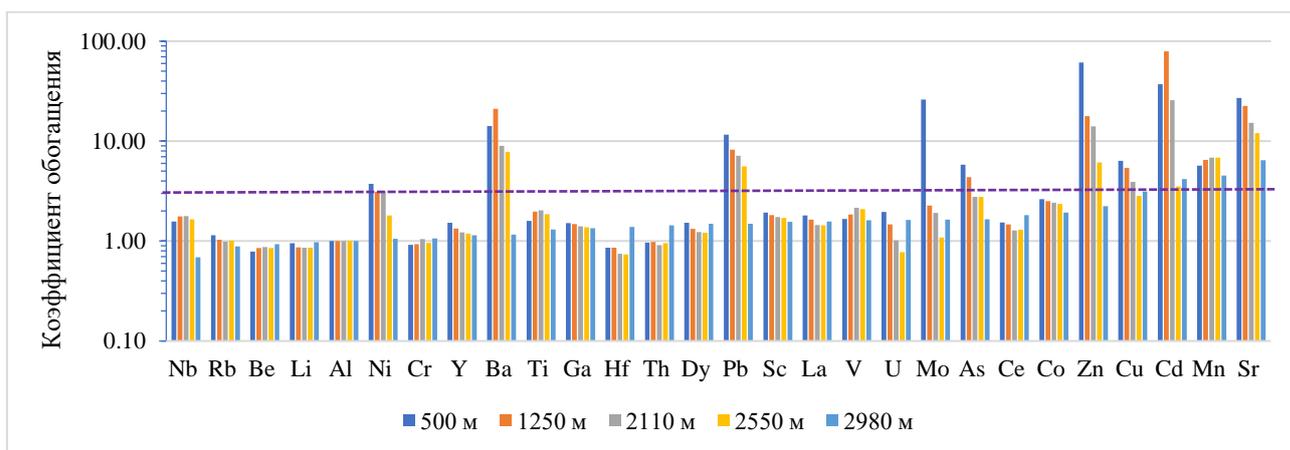


Рис. 4.12 Коэффициент обогащения, ловушечный материал (МСЛ)

Если рассмотреть не вертикальную изменчивость, а сезонную (по материалам, отобраным ловушками «Лотос-3»), то можно проследить, как меняется содержание отдельных элементов в течение года. Интересно рассмотреть поведение элементов, обогащающих вещество – Mn, Ba, Sr, Zn, Pb, Cu, Cd, а также содержание Al, как индикатора литогенного вещества.

Ниже представлены графики варьирования содержания перечисленных элементов на протяжении всей экспозиции, когда проводилось накопление материала в ловушках (рис 4.13–4.20).

Содержание Mn и в придонном, и в приповерхностном слоях постепенно увеличивается в период с августа по март (на 500 м – с 22 до 401 мкг/г, на 2980 м – с 1858 до 2826 мкг/г), а в апреле в верхнем горизонте наблюдается резкое возрастание содержания Mn (до 1623 мкг/г), а в нижнем горизонте, напротив, содержание в апреле резко снижается (до 1730 мкг/г).

Al, как индикатор литогенного вещества, на 500 м варьирует от 0.13 мкг/г (сентябрь) до 2.07 мкг/г (январь), а на глубине 2980 м – от 3.99 мкг/г (ноябрь) до 6.12 мкг/г (апрель). В верхнем слое содержания Al ниже, чем в придонном, однако распределение не настолько плавное, выделяются отдельные пики содержания – провал содержания в сентябре, максимум – в январе, а также локальный минимум в марте – до значения 0.56 мкг/г. В нижнем горизонте распределение достаточно равномерно, содержания постепенно увеличиваются на протяжении всей экспозиции (рис. 4.13, 4.14).

Содержание Ba на глубине 500 м варьирует в очень широком пределе – от 110 мкг/г (сентябрь) до 4411 (январь), в то время, как на глубине 2980 м распределение более равномерно, значения меняются от 447 мкг/г (октябрь) до 592 мкг/г (январь). Возрастание и понижение содержания на обоих горизонтах происходит примерно в одни и те же месяцы, но при этом амплитуда значений сильно различается. В верхнем слое водной толщи в период с ноября по март содержание Ba образует локальный максимум.

Sr на протяжении всего сезона накапливается неравномерно. На глубине 500 м содержания лежат в диапазоне от 45 до 1456 мкг/г (минимум зарегистрирован в марте, максимум – в декабре). Накопление стронция в приповерхностном слое происходит в поздние осенние и зимние месяцы, к весне его содержания значительно понижаются. На нижнем горизонте ситуация обратная – минимальные значения характерны для августа (605 мкг/г), на протяжении осеннего и зимнего сезонов значения практически не изменяются, а в апреле-мае наблюдается резкое увеличение содержания до 1025–1108 мкг/г.

Поведение Zn на глубине 500 и 2980 м сильно различается, в первую очередь – содержаниями. Минимальное и максимальное значение на глубине 500 м – 63 мкг/г (сентябрь) и 9461 мкг/г (апрель), а на глубине 2980 м – 69 мкг/г (октябрь) и 185 мкг/г (март) соответственно. В целом распределение Zn в верхнем и нижнем слоях примерно одинаково – уменьшение и увеличение накопления происходит в одни и те же месяцы. Интересно отметить, что в апреле на глубине 500 м наблюдается резкий скачок

содержания цинка, в то время как на глубине в этом же месяце наблюдается локальное понижение содержания (рис. 4.15, 4.16).

Содержания Pb на двух горизонтах различаются несильно – в верхнем слое содержания варьируют в пределах от 2 мкг/г (сентябрь) до 80 мкг/г (апрель), в нижнем – от 27 мкг/г (август) до 39 мкг/г (январь). На 500 м содержания постепенно растут на протяжении всей экспозиции, а ещё более значительно увеличиваются в апреле. На глубине 2980 м содержания свинца практически не изменяются, накопление не зависит от месяца.

Поведение Cu примерно схоже с Pb. В приповерхностном слое распределение содержаний по месяцам следующее: минимум зарегистрирован в сентябре – 3 мкг/г, далее значения постепенно увеличиваются, пока не достигают максимума в апреле – 153 мкг/г. В придонном слое накопление Cu происходит равномерно, содержания варьируют в диапазоне от 30 до 49 мкг/г.

Накопление Cd в верхнем и нижнем горизонтах водной толщи различается в первую очередь содержаниями: на глубине 500 м Cd ведёт себя так же, как и Pb и Cu, в отличие от глубины 2980 м. В верхнем слое максимум характерен для апреля. Значения лежат в интервале от 0.7 мкг/г (ноябрь) до 42.0 мкг/г (апрель). В нижнем слое содержания Cd предельно малы – от 0.1 до 2.8 мкг/г (рис. 4.17, 4.18).

Если сравнить поведение элементов и особенности их накопления в верхнем приповерхностном слое (500 м) и нижнем придонном (2980 м), то можно выделить несколько закономерностей:

1. В нижних горизонтах разброс концентраций сильно меньше (особенно заметно на примере Mn, Ba, Zn, Cu);
2. Поведение элементов в нижних и верхних горизонтах водной толщи на протяжении всей экспозиции опыта не синхронно, но прослеживаются общие закономерности;
3. На глубине 500 м содержание Mn, Zn, Pb, Cu, Cd значительно увеличиваются в апреле, что коррелирует с резким увеличением содержания органического вещества (рис. 4.20);
4. На глубине 500 м наблюдается локальное увеличение содержаний Ba в зимний период – прослеживается совпадение с локальным повышением содержания органики в этот же период (рис. 4.20). Предположительно, это связано со сменой видового состава водорослей;

5. Содержания Cd и Pb на глубине 500м примерно соизмеримы, а на глубине 2980м наблюдается огромное различие в содержаниях (содержания Cd на несколько десятков меньше Pb). Связано это, скорее всего, с биологическим вкладом организмов, обитающих в приповерхностном слое водной толщи.

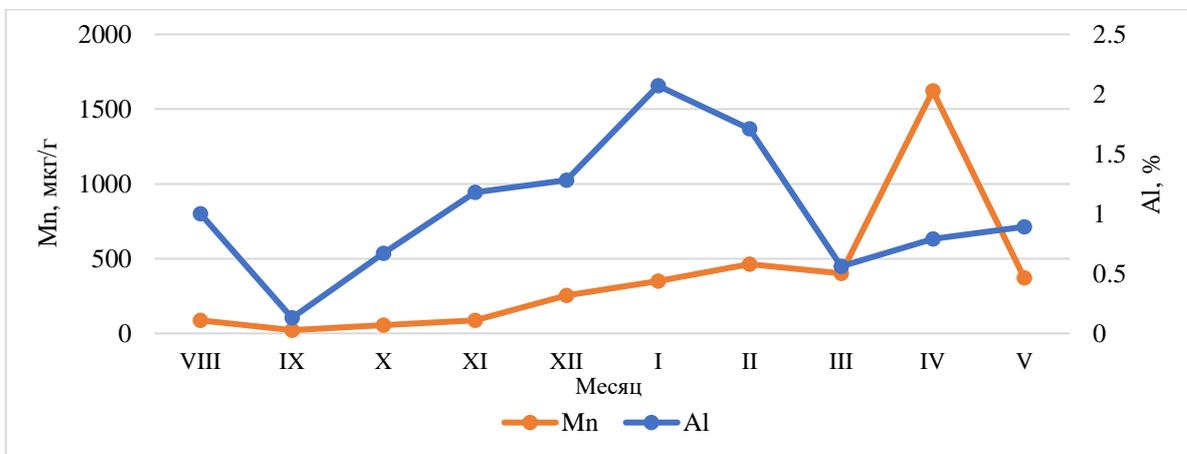


Рис. 4.13 Сезонная изменчивость распределения Mn, Al на глубине 500 м

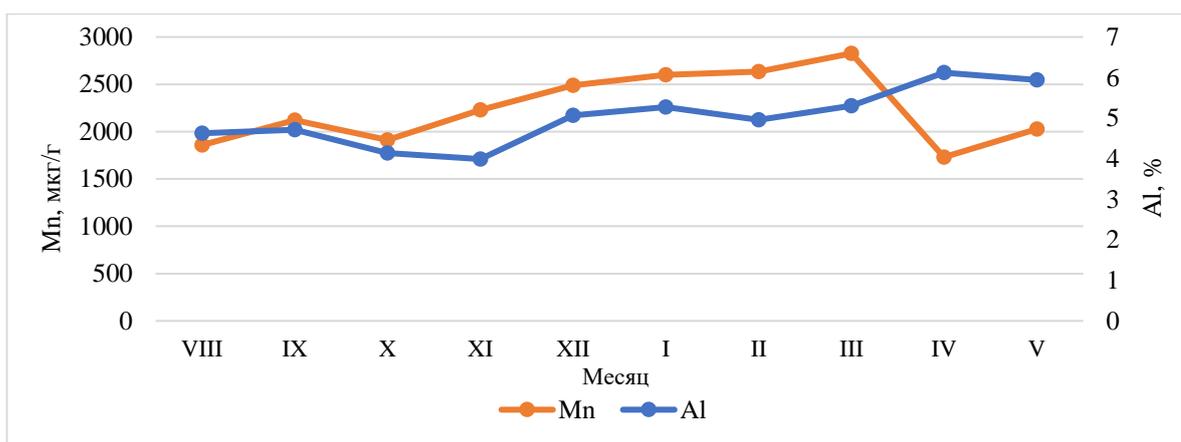


Рис. 4.14 Сезонная изменчивость распределения Mn, Al на глубине 2980 м

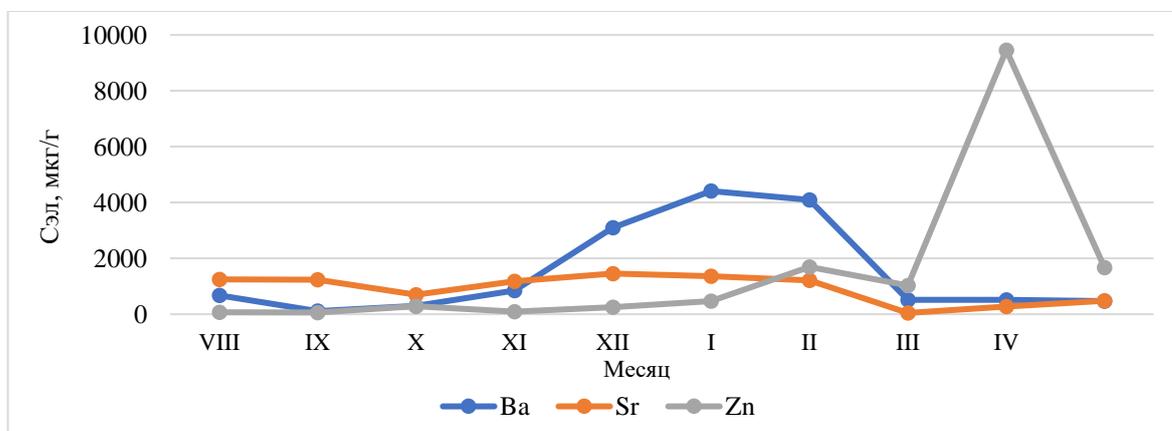


Рис. 4.15 Сезонная изменчивость распределения Ba, Sr, Zn на глубине 500 м

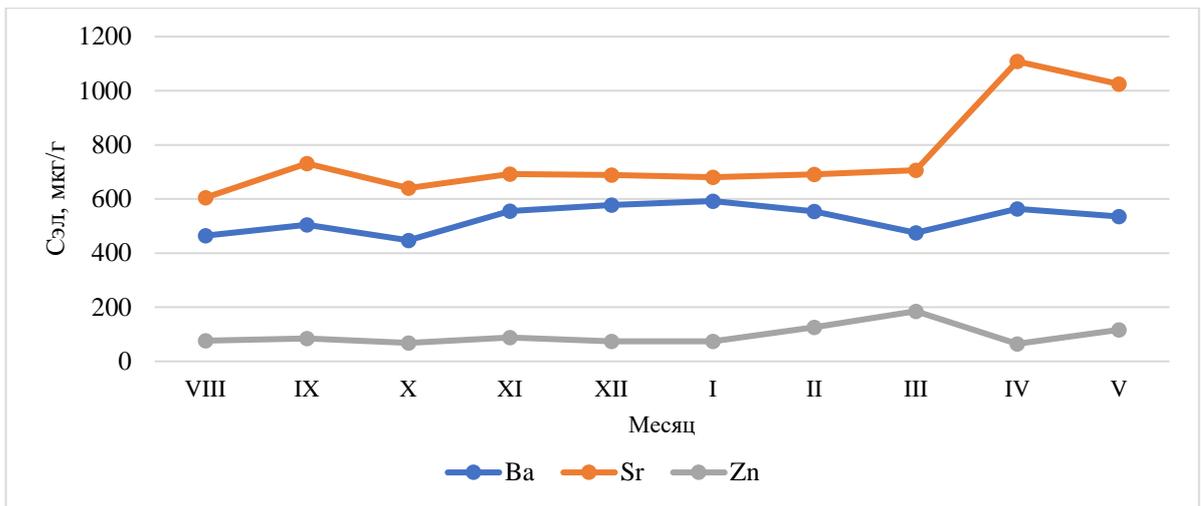


Рис. 4.16 Сезонная изменчивость распределения Ba, Sr, Zn на глубине 2980 м

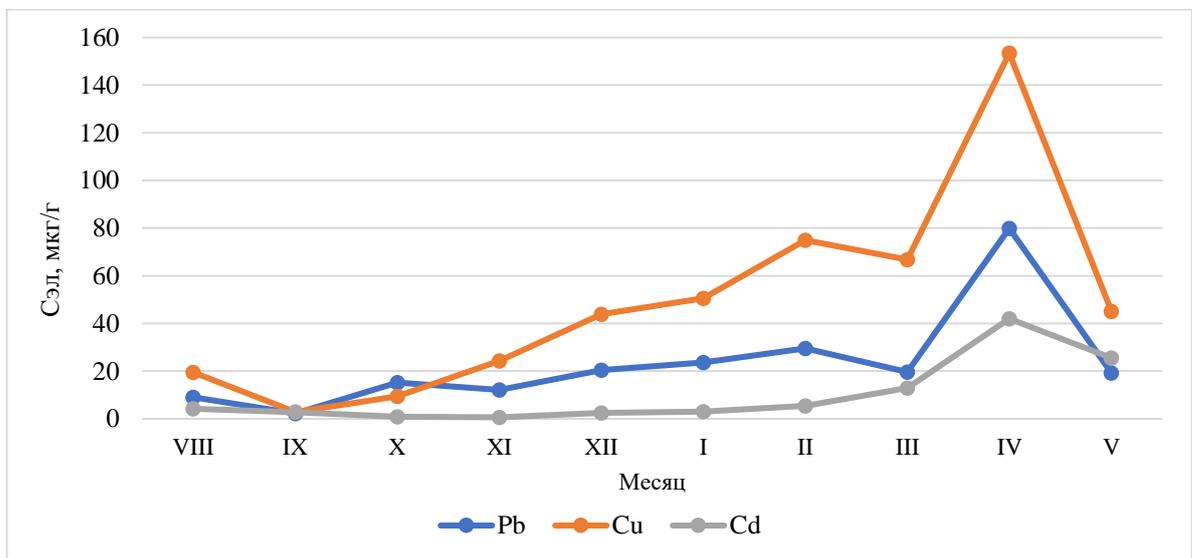


Рис. 4.17 Сезонная изменчивость распределения Pb, Cu, Cd на глубине 500 м

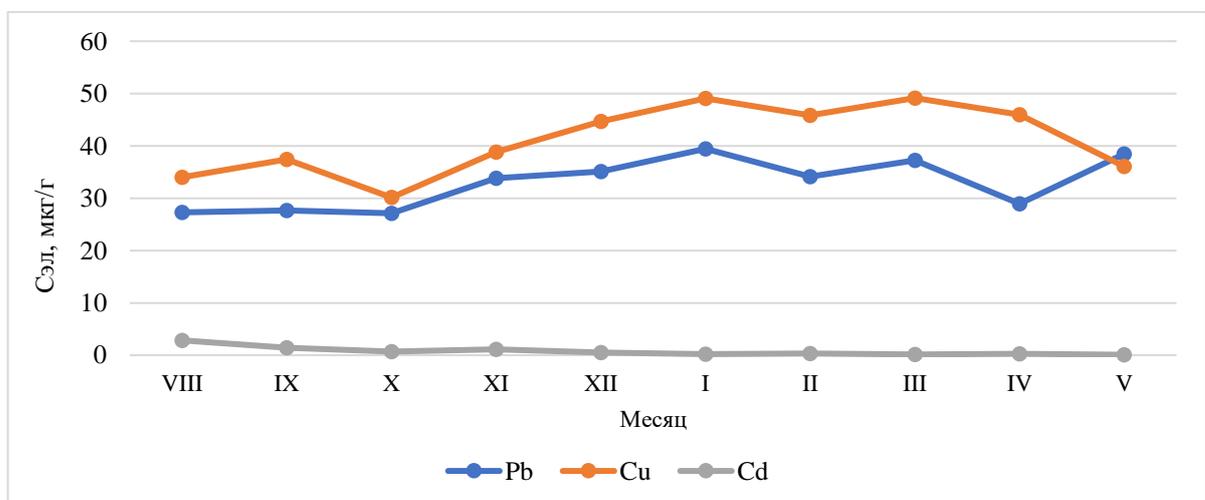


Рис. 4.18 Сезонная изменчивость распределения Pb, Cu, Cd на глубине 2980 м

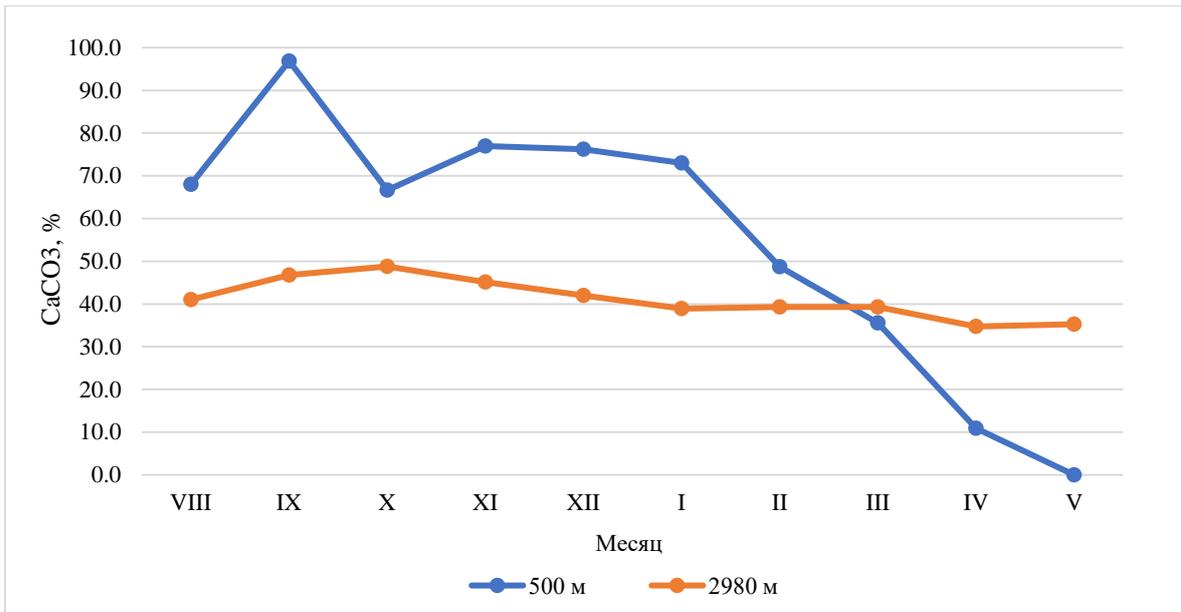


Рис. 4.19 Сезонная изменчивость распределения карбонатного вещества на глубинах 500 и 2980 м

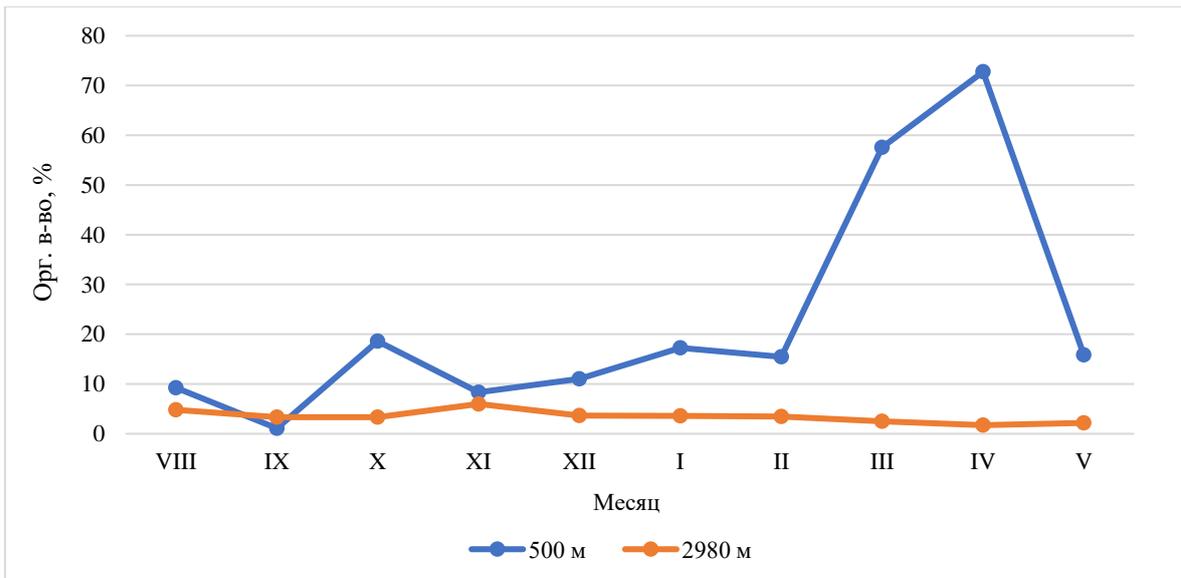


Рис. 4.20 Сезонная изменчивость распределения органического вещества на глубинах 500 и 2980 м

4.2.4 РЗЭ во взвешенном осадочном веществе

В пробах взвешенного осадочного вещества были определены содержания редкоземельных элементов. Усреднённые значения материала, отобранного ловушками МСЛ-110 представлены далее: La (6.2–24.4 мкг/г), Ce (11.9–51.9 мкг/г), Pr (1.5–6.1 мкг/г), Nd (6.0–24.3 мкг/г), Sm (1.10–4.76 мкг/г), Eu (0.29–1.13 мкг/г), Gd (1.0–4.1 мкг/г), Tb (0.16–0.60 мкг/г), Dy (0.8–3.9 мкг/г), Ho (0.17–0.70 мкг/г), Er (0.44–1.76 мкг/г), Tm (0.07–0.24 мкг/г), Yb (0.36–1.83 мкг/г), Lu (0.06–0.23 мкг/г) (нормализованные значения указаны в приложении 8).

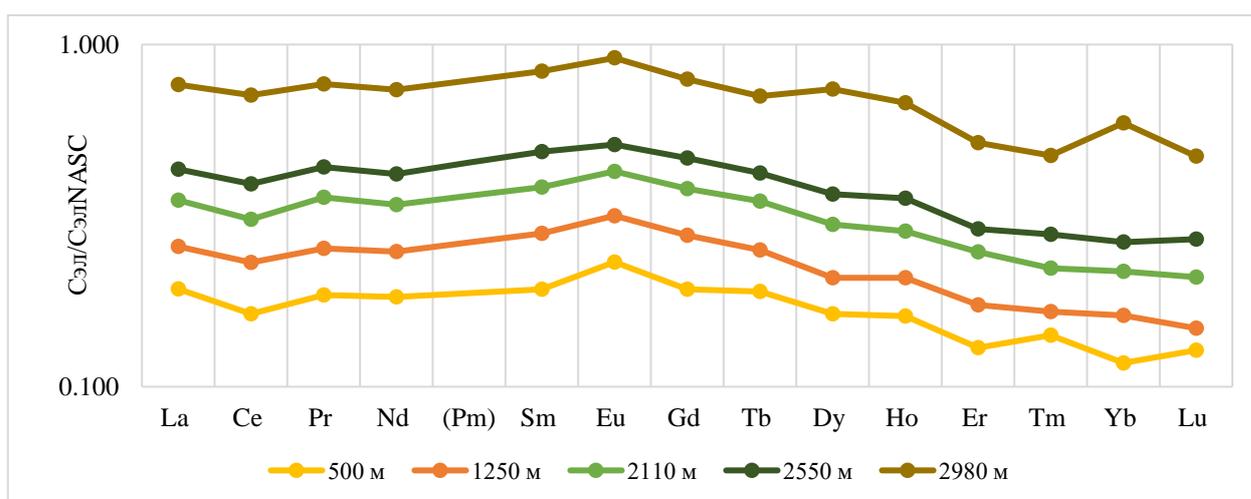


Рис. 4.21 Содержание РЗЭ в ловушечном материале

Содержания РЗЭ закономерно увеличиваются вниз по профилю водной толщи от приповерхностного слоя (500 м) до придонного слоя (2980 м) по мере возрастания вклада литогенного вещества (рис. 4.21).

Помимо вертикальной изменчивости, для РЗЭ была определена сезонная (материал ловушек «Лотос-3») (нормализованные значения указаны в приложении 9).

В приповерхностном слое (глубина 500 м) содержания редких земель в течение сезона варьировали в следующих пределах: La (0.8–10.9 мкг/г), Ce (1.6–19.8 мкг/г), Pr (0.2–2.6 мкг/г), Nd (1.0–10.5 мкг/г), Sm (0.13–2.07 мкг/г), Eu (0.05–0.55 мкг/г), Gd (0.1–1.6 мкг/г), Tb (0.03–0.24 мкг/г), Dy (0.2–1.3 мкг/г), Ho (0.02–0.27 мкг/г), Er (0.03–0.70 мкг/г), Tm (0.01–0.09 мкг/г), Yb (0.05–0.60 мкг/г), Lu (0.03–0.08 мкг/г).

В придонном слое (глубина 2980 м) содержания РЗЭ изменялись в следующих пределах: La (15.2–26.1 мкг/г), Ce (32.4–55.1 мкг/г), Pr (4.0–6.3 мкг/г), Nd (15.0–25.6 мкг/г), Sm (2.89–5.00 мкг/г), Eu (0.73–1.19 мкг/г), Gd (2.6–4.6 мкг/г), Tb (0.36–0.60 мкг/г), Dy (1.9–

4.1 мкг/г), Ho (0.42–0.85 мкг/г), Er (1.03–1.94 мкг/г), Tm (0.13–0.25 мкг/г), Yb (0.87–1.94 мкг/г), Lu (0.10–0.25 мкг/г).

В верхнем слое разброс содержаний РЗЭ по месяцам значительно более масштабный, чем в нижнем, однако сами содержания в придонном горизонте водной толщи заметно выше, что объясняется повышенным содержанием РЗЭ в литогенном веществе.

На 500 м наибольшее накопление редкоземельных элементов наблюдается в зимние месяцы – январь, февраль, декабрь, наименьшее – ранней осенью: в сентябре и октябре (рис. 4.22). На глубине 2980 м наибольшее накопление РЗЭ происходит весной – март, апрель, май, что объясняется взмучиванием донных осадков придонными течениями. Наименьшее накопление характерно для августа, сентября и октября, как и в приповерхностном слое (рис. 4.23).

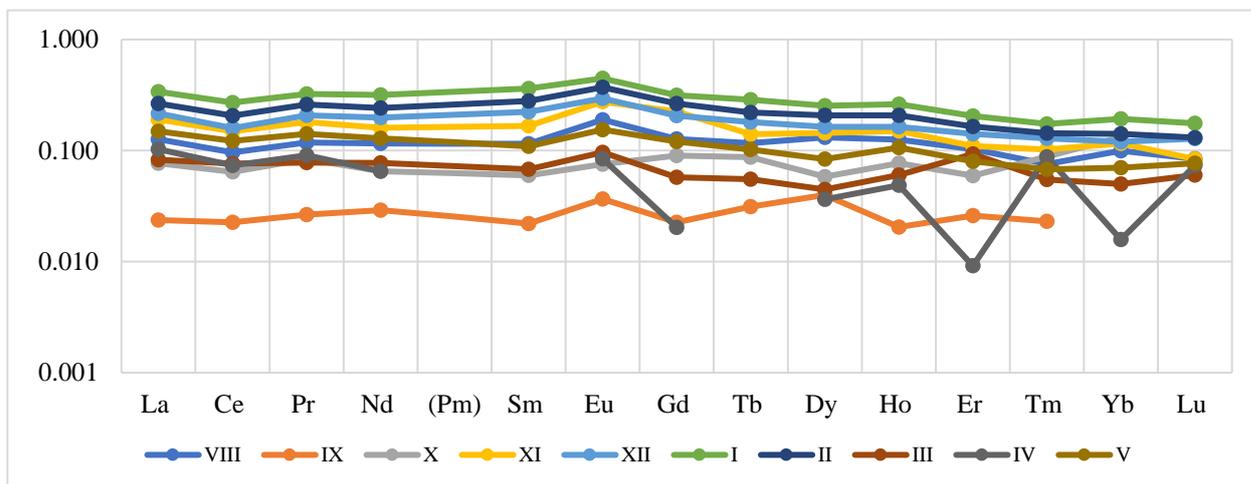


Рис. 4.22 Сезонная изменчивость РЗЭ взвешенного осадочного вещества, 500 м (нормализация на NASC)

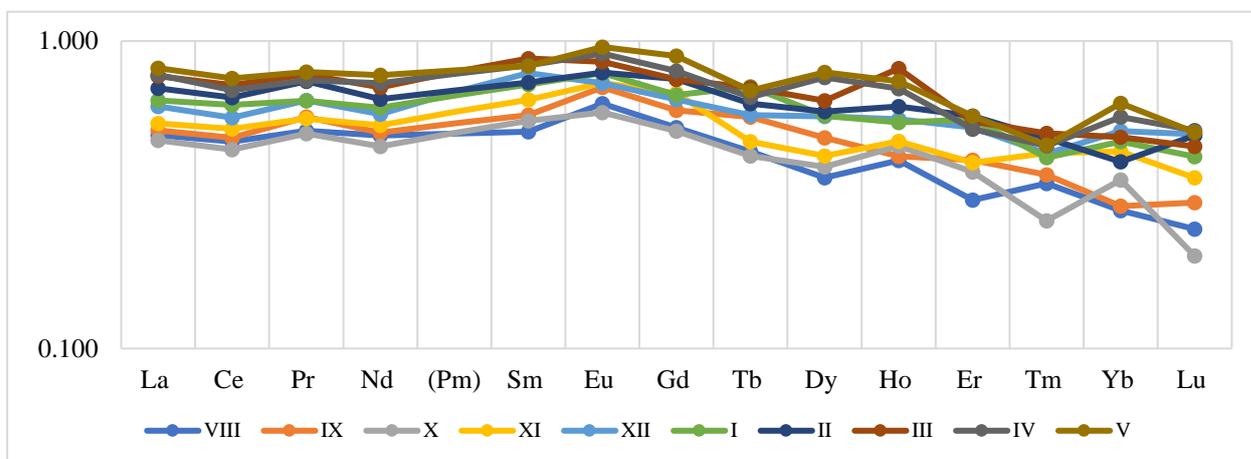


Рис. 4.23 Сезонная изменчивость РЗЭ взвешенного осадочного вещества, 2980 м (нормализация на NASC)

Для этих же образцов был проведен расчёт цериевой аномалии. В придонном слое цериевая аномалия практически отсутствует, так как для глубинных горизонтов характерно повышенное содержание литогенного вещества. В приповерхностном слое наблюдается отрицательная Ce_{an} . Наибольшие значения аномалии (0.77) на глубине 500 м характерны для зимних месяцев, в эти же месяцы наблюдается накопление карбонатного вещества. В марте на этой глубине определена наименьшая цериевая аномалия (0.95), что объясняется более активным накоплением литогенного вещества в этом месяце (рис. 4.24).

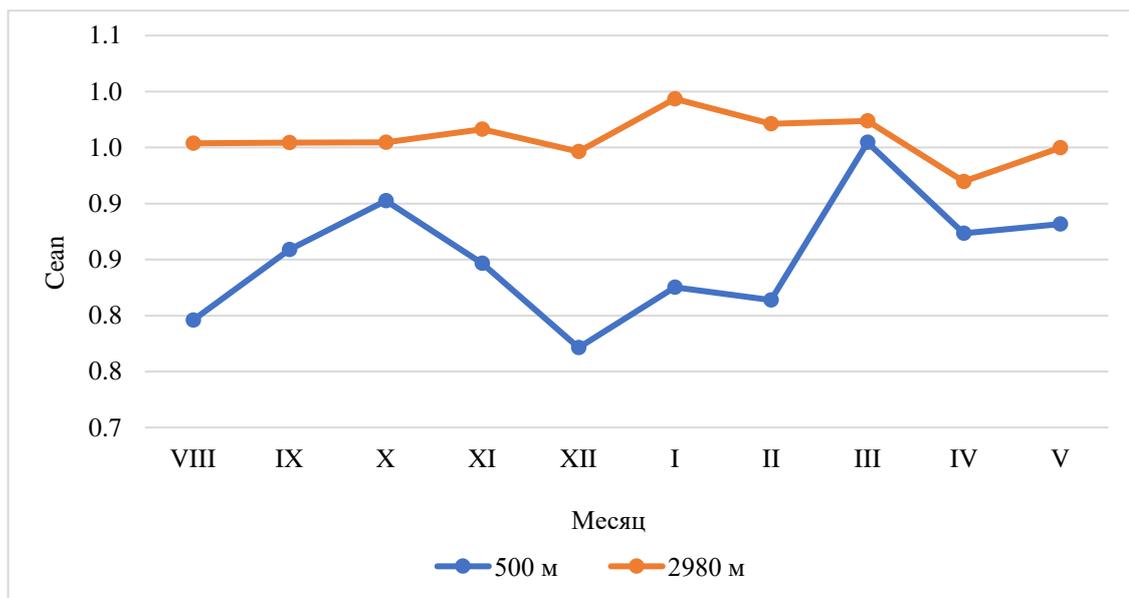


Рис. 4.24 Сезонная изменчивость цериевой аномалии взвешенного осадочного вещества

ГЛАВА 5.

Обсуждение результатов

5.1 Сравнение донных осадков и взвешенного вещества

Материал, отобранный ловушками МСЛ-110, а также «Лотос-3» позволил оценить вертикальную и сезонную изменчивость состава вещества в водной толще, а материал, отобранный мультикорером, позволил изучить поведение элементов в верхнем слое донных осадков.

Сравнение производилось по всей водной толще (приповерхностный слой – 500, 1250, 2110, 2550 и придонный слой – 2980 м) с верхним слоем колонки донных осадков, отобранных мультикорером (2–3 см).

5.1.1 Компонентный состав

Сравнение взвешенного вещества и верхнего слоя донных осадков проводили по 3 компонентам: органическому, карбонатному и литогенному веществу.

Содержание органического вещества закономерно уменьшается с глубиной – от 36.91% в приповерхностном слое до 1.05% в верхнем слое ДО (табл. 5.1). В придонном горизонте (на глубине 2980 м) содержания ОВ немного больше, чем в верхнем слое донных осадков (2.80% и 1.05%, соответственно).

Карбонатное вещество во всей водной толще распределено достаточно равномерно. В водной толще, начиная с глубины 500 м, заканчивая глубиной 2550 м, значения варьируют в диапазоне 51.91–63.39%, а в придонном слое и ДО содержания падают до величин 38.31% и 47.71%. Связано это с растворением карбонатного материала океанской водой, недосыщенной по карбонатам.

Содержание литогенного вещества увеличивается вниз по профилю водной толщи (от 11.19% до 58.89%), а в верхнем слое ДО содержание примерно равно содержанию в придонном слое (58.89% во взвешенном веществе и 55.89% в ДО) (рис. 5.1).

Табл. 5.1 Компонентный состав ловушечного материала и верхнего горизонта донных осадков

Глубина, см	Орг. в-во, %	CaCO ₃ , %	Лит. в-во, %
500 м	36.91	51.91	11.19
1250 м	14.21	60.88	24.92
2110 м	7.31	63.65	29.04
2550 м	5.66	63.39	30.95
2980 м	2.80	38.31	58.89
ДО (2–3 см)	1.05	47.71	55.89

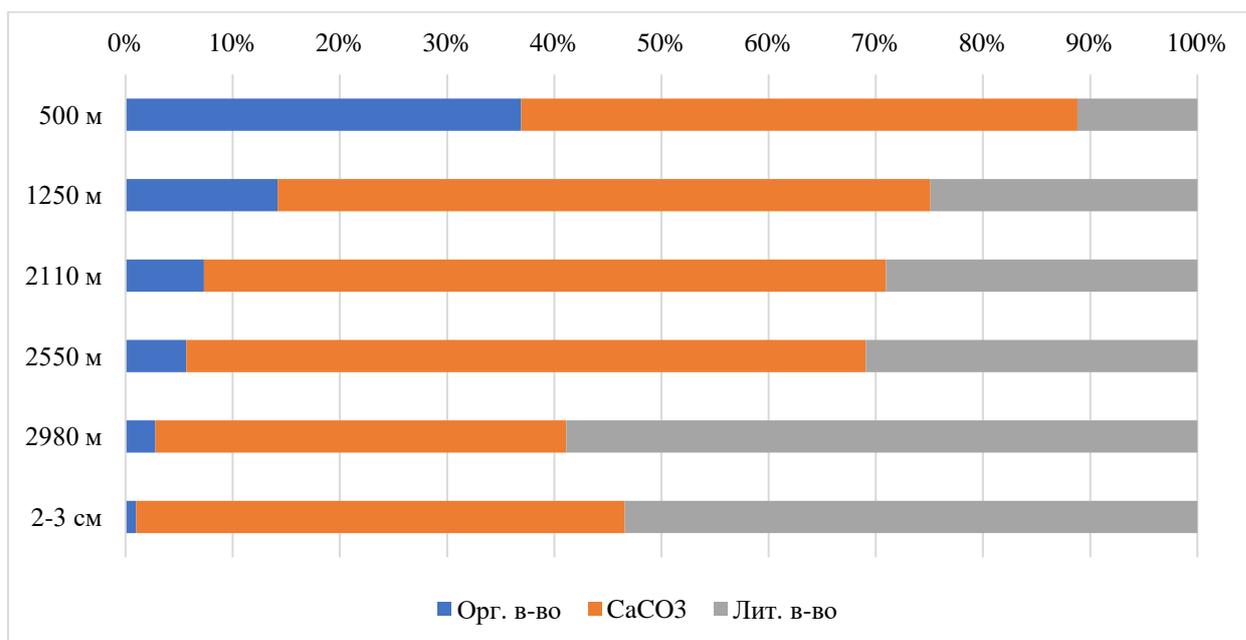


Рис. 5.1 Сравнение компонентного состава ловушечного материала и верхнего горизонта донных осадков

5.1.2 Элементный состав

При сравнении элементного состава были взяты для рассмотрения только нижний слой водной толщи (2980 м) и верхний слой донных осадков (2–3 см), так как именно в сравнении этих двух слоёв можно отследить изменения, происходящие на границе «вода–дно». Осадочное вещество на этой границе достаточно сильно изменяется, здесь чётко заметно существование геохимического барьера.

На графике 5.2 представлены содержания элементов в водной толще и донных осадках, нормированные на Северо-Американский сланец. Можно выделить две группы элементов: элементы, поведение которых на границе «вода–дно» сходно, и элементы, чья миграционная способность различается. К первой группе можно отнести следующие

элементы: Li, Be, Al, Ti, V, Mn, Co, Ni, Ga, As, Rb, Sr, Y, Cd, Ba, La, Ce, Dy, Hf, Th, U. Ко второй: Cr, Cu, Zn, Nb, Mo, Ag, Pb.

Придонную взвесь по сравнению с верхним слоем ДО обогащают Cu, Zn, Ag, Cd, Pb. Эти элементы активно переходят из осадков в раствор и воду, поэтому их содержания в донных осадках значительно ниже, чем в придонной взвеси.

Cu удаляется из воды путём осаждения элемента на взвеси с последующей транспортировкой со взвешенными частицами на дно. В верхнем слое осадков медь ремобилизуется и вновь выносится в придонные воды (Емельянов, 1998).

Zn и Ag подвержены диффузии, поэтому в консолидированных донных осадках их содержания заметно меньше, чем в придонном слое водной толщи, куда они выносятся диффузионными силами (Юдович, Кетрис, 2011).

Содержания Cr, Nb и Mo в донных осадках значительно выше, чем во взвешенном веществе. Cr и Mo диффундируют из наддонной воды в осадки с последующим восстановлением и фиксацией в осадках в соединениях с меньшей растворимостью. Также влияют процессы сорбции на терригенных, биогенных и хемогенных частицах (Емельянов, 1998).

Содержания Mn выше в ДО, чем в придонном слое, что объясняется его освобождением из биогенного вещества, в которое он был захвачен в зоне фотосинтеза, и последующим осаждением на дно (Емельянов, 1998). Также преобладание Mn в верхнем слое донных осадков объясняется притоком элемента из нижних восстановленных горизонтов и его фиксация в верхней окисленной зоне (Страхов, 1976).

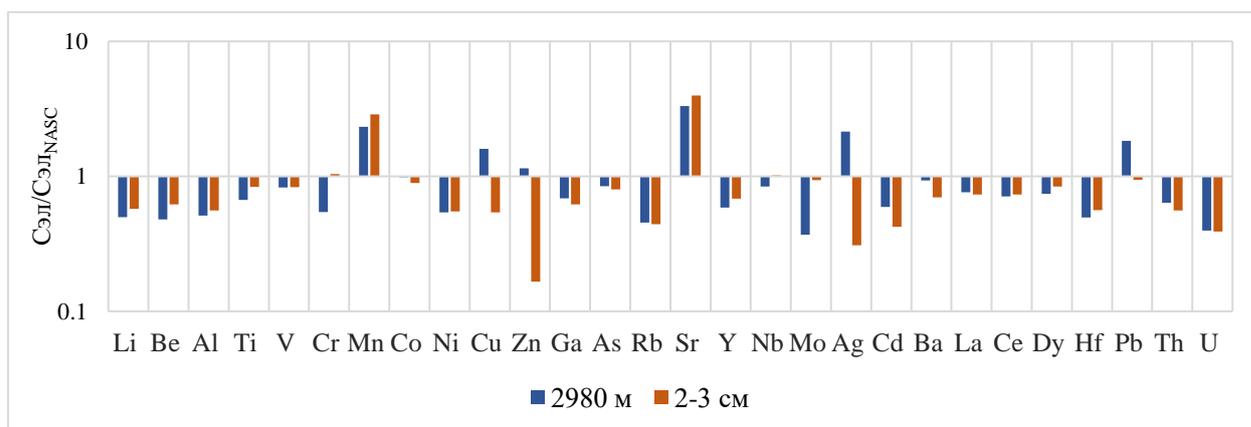


Рис. 5.2 Сравнение элементного состава придонного слоя взвеси и донных осадков

5.1.3 РЗЭ и цериевая аномалия

По содержанию редкоземельных элементов, а также по рассчитанной цериевой аномалии можно оценить степень разбавления материала карбонатным веществом (Дубинин, 2006).

Содержание редкоземельных элементов вниз по профилю водной толщи закономерно увеличивается, а содержания в придонном слое (2890 м) и верхнем слое донных осадков (2–3 см) практически идентичны. Содержания La, Ce, Pr, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Yb в придонном слое выше, чем в верхнем горизонте ДО, а содержания Nd, Tb, Eu, Tm, Lu больше как раз в слое 2–3 см ДО. Различия в содержаниях совсем незначительны, их различие заключается во влиянии придонных течений и локальном взмучивании донного вещества.

Спектры РЗЭ с увеличением глубины становятся все более близки к сланцам (рис. 5.3). Для всех глубин и горизонтов характерен наклон на спайдер-диаграмме в сторону меньших содержаний тяжелых РЗЭ. Обоеднение тяжелыми редкими землями связано с разной степенью мобильности и скоростью перехода в раствор легких и тяжелых редкоземельных элементов. Тяжелые РЗЭ более подвижны, они проще и быстрее переходят в раствор, поэтому их концентрации меньше (Дубинин, 2006).

Отрицательная цериевая аномалия характерна для вещества, образующегося напрямую из океанской воды, а в литогенном веществе цериевая аномалия отсутствует (Дубинин, 2006). Поскольку вещество биогенных карбонатов морские организмы берут из воды, то содержание карбонатного вещества должно коррелировать с величиной цериевой аномалии. Эта теория подтверждается исследованием: определенные содержания CaCO_3 уменьшаются вниз по профилю, в то время как цериевая аномалия выравнивается (рис. 5.4). Значения цериевой аномалии в придонном слое и верхнем слое ДО практически одинаковы и составляют 0.947 (2980 м) и 0.952 (2–3 см ДО).

Содержания РЗЭ увеличиваются, а величина цериевой аномалии приближается к 1 вниз по глубине, что соответствует изменению соотношения карбонатного вещества и литогенного вещества в водной толще.

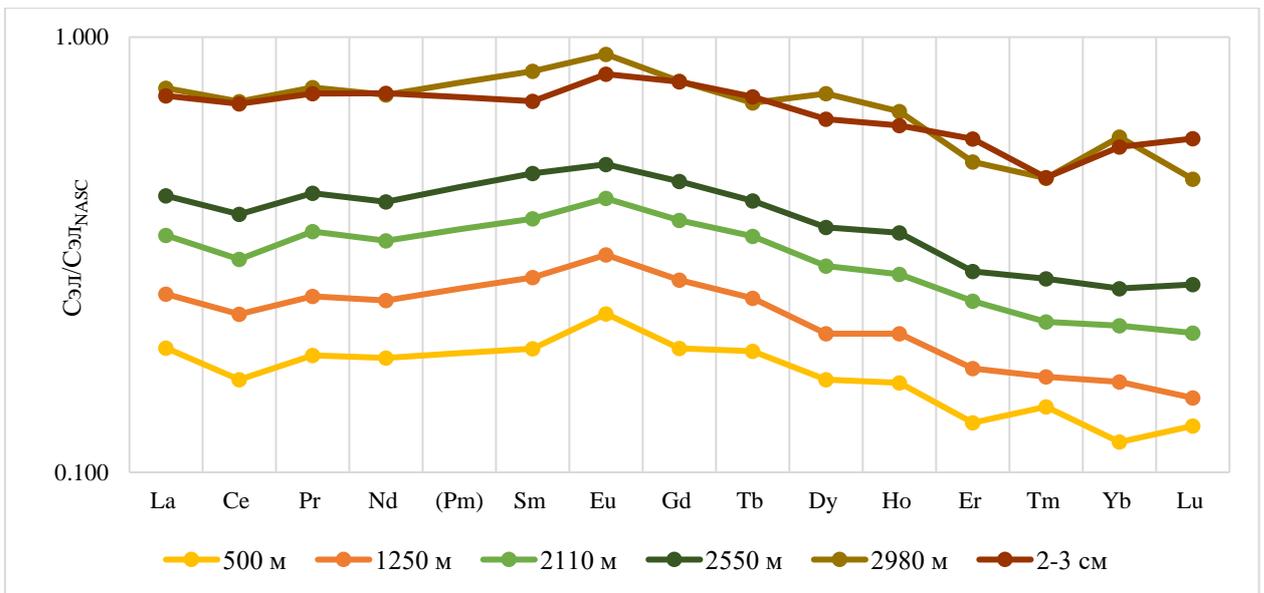


Рис. 5.3 Содержания РЗЭ в ловушечном материале и донных осадках

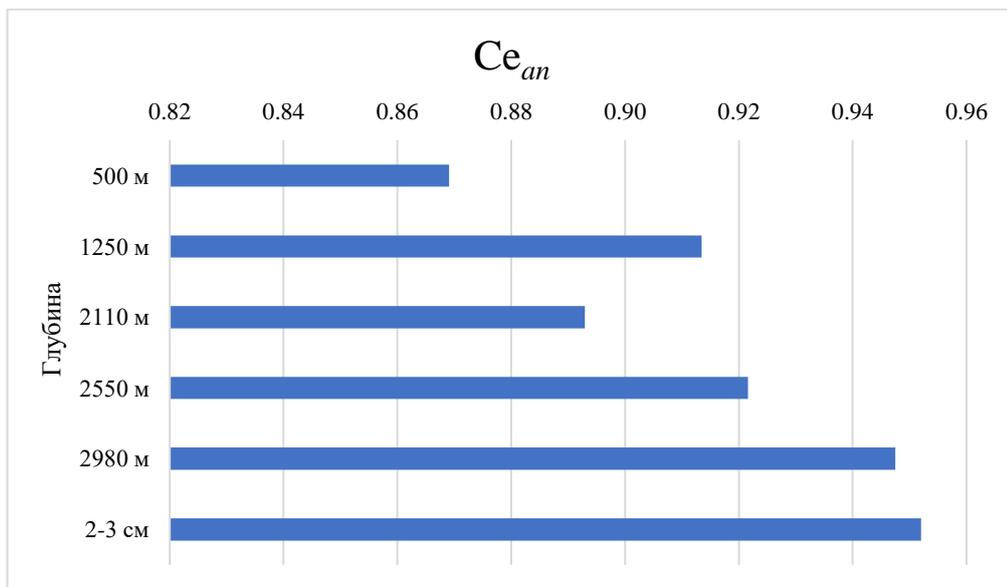


Рис. 5.4 Цериевая аномалия, рассчитанная для ловушечного материала и верхнего слоя донных осадков

ВЫВОДЫ

По результатам исследования были сделаны следующие выводы:

1. Изменчивость содержаний элементов в колонке донных осадков подчиняется нескольким закономерностям: распределение элементов литогенного происхождения синхронно с изменчивостью алюминия; распределение стронция соответствует распределению содержаний карбонатного вещества; выделяются элементы, распределение которых сходно с распределением органического вещества (Cu, Cd, Zn). На глубине 21–23 см, выявляется увеличение содержания Mn, синхронное с увеличением содержания карбонатов, что, возможно, свидетельствует об осаждении карбонатов марганца в ходе диагенеза.

2. Состав рассеянного осадочного вещества верхних горизонтов водной толщи (500 м) характеризуется значительной сезонной изменчивостью и в большей мере определяется вкладом биогенного источника, что ведет к обогащению взвеси рядом элементов (Mn, Sr, Cu, Zn, Cd, Pb).

3. Влияние биогенного источника в водной толще убывает с глубиной в процессе растворения карбонатов и деградации органического вещества. Сезонная изменчивость состава взвеси придонного слоя существенно ниже, а основным источником вещества является литогенный материал, о чем свидетельствует закономерное убывание коэффициентов обогащения с глубиной.

4. Состав осадочного вещества придонного горизонта идентичен составу верхнего слоя осадков по многим элементам (включая РЗЭ). Содержания некоторых элементов (Cu, Zn, Ag, Cd, Pb) в придонной взвеси выше, чем в верхнем слое ДО, что говорит о существовании геохимического барьера на границе «вода–дно».

Выражаю благодарность сотрудникам лаборатории физико-геологических исследований им. А. П. Лисицына ИО РАН к.г.-м.н. А. А. Клювиткину, к.г.-м.н. А. Н. Новигатскому, к.г.-м.н. М. Д. Кравчишиной и А. В. Булохову за предоставление образцов; зав. лабораторией физико-геологических исследований к.г.-м.н. В. П. Шевченко за советы; инженерам лаборатории Е. О. Золотых и Е. А. Макаровой за выполнение аналитических работ.

ЛИТЕРАТУРА

- 1) Айбулатов Н. А., Матюшенко В. А., Шевченко В. П. и др. Новые данные о поперечной структуре латеральных потоков взвешенного вещества по периферии Баренцева моря // Геоэкология. 1999. № 4. С. 526–540.
- 2) Белоненко Т. В., Колдунов А. В., Сентябов Е. В. и др. Термохалинная структура Лофотенского вихря Норвежского моря на основе экспедиционных исследований и по данным гидродинамического моделирования // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 4. С. 502–519.
- 3) Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г., Лукашин В. Н. и др. Методика и объем выполненных работ // Океанологические исследования и подводно-технические работы на месте гибели АПЛ "Комсомолец". М.: Наука, 1996. С. 247–249.
- 4) Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г., Лукашин В. Н. и др. Осадконакопление в условиях контурных течений – важная проблема седиментологических исследований в Мировом океане. Океанологические исследования фронтальной зоны. Полигон "Титаник". М.: Наука. 2002. С. 148–158.
- 5) Будько Д. Ф., Демина Л. Л., Лисицын А. П. и др. Формы нахождения тяжелых металлов в современных донных осадках Белого и Баренцева морей // Доклады РАН. 2017. Т. 474. № 1. С. 93–98.
- 6) Бычкова Я. В., Бычков Д. А., Бычков А. Ю. и др. Методы геохимических исследований М.: Издательство Книга-Мемуар, 2019. 88 с.
- 7) Бычкова Я. В., Стародымова Д. П., Шайхутдинова К. В. И др. Особенности химической подготовки проб донных отложений для мультиэлементного анализа методом ИСП-МС // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. № 4. С. 45–54.
- 8) Гордеев В. В. Реки Российской Арктики: потоки осадочного материала с континента в океан // Новые идеи в океанологии. Т. 2. М.: Наука, 2004. С. 113–168.
- 9) Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Региональная океанология: Учебник. М.: Изд-во МГУ, 1992. 224 с.
- 10) Дриц А. В., Клювиткин А. А., Кравчишина М. Д. и др. Потоки осадочного вещества в Лофотенской котловине Норвежского моря: сезонная динамика и роль зоопланктона // Океанология. 2020. Т. 60. №4. С. 576–594.

- 11) Дубинин А. В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
- 12) Емельянов Е. М. Барьерные зоны в океане: осадко- и рудообразование, геоэкология. Калининград: Янтар. сказ, 1998. 410 с.
- 13) Захаров В. Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 136 с.
- 14) Ключевиткин А. А., Политова Н. В., Новигатский А. Н. и др. Геологические исследования Северной Атлантики в 49-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Иоффе» // Океанология. 2016. Т. 56. № 5. С. 833–835.
- 15) Ключевиткин А.А., Политова Н. В., Новигатский А. Н., Новичкова Е. А., Саввичев А. С., Козина Н. В., Стародымова Д.П., Тихонова А. В., Амбросимов А.К., Будько Д. Ф., Исаченко С. М., Булохов А. В. Геологические исследования в Северной Атлантике в 51-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Иоффе» // Океанология. 2017. Т. 57. № 3. С. 514–516.
- 16) Кошелева В. А., Яшин Д. С. Донные осадки арктических морей. СПб: ВНИИ Океангеология, 1999. 286 с.
- 17) Лаврушин Ю. А., Гептнер А. Р., Голубев Ю. К. Ледовый тип седименто- и литогенеза. М.: Наука, 1986. 157 с.
- 18) Левитан М. А. Некоторые особенности постседиментационных преобразований океанских отложений (по данным глубоководного бурения) // Литол. и полезн. ископ. 1979. №5. С. 3–18.
- 19) Левитан М. А., Васнер М., Нюрнберг Д. и др. Средний состав ассоциаций глинистых минералов в поверхностном слое донных осадков Северного Ледовитого океана // Докл. РАН. 1995. Т. 334. № 3. С. 364–366.
- 20) Левитан М. А., Штайн Р. История скоростей осадконакопления в Северном Ледовитом океане в течение последних 130 тыс. лет // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. М.: ГЕОС, 2007. С. 224–226.

- 21) Левитан М. А., Сыромятников К. В., Кузьмина Т. Г. Некоторые литолого-геохимические особенности современной и четвертичной седиментации в Северном Ледовитом океане. // Геохимия. 2012. №7. С. 627–643.
- 22) Левитан М. А. Скорости седиментации отложений последних пяти морских изотопных стадий в Северном Ледовитом океане. // Океанология. 2015. Т. 55. №3. С. 470–479.
- 23) Леин А. Ю., Кравчишина М. Д., Политова Н. В. и др. Трансформация взвешенного органического вещества на границе вода-дно в морях Российской Арктики (по изотопным и радиоизотопным данным) // Литология и полезные ископаемые. 2012. №2. С. 115–145.
- 24) Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Емельянов Е. М. Взвешенные вещества в водах Атлантического океана // Осадконакопление в Атлантическом океане. К.: Калининградская правда, 1975. С. 5–199.
- 25) Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 366 с.
- 26) Лисицын А. П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геол. и геофиз. 2010. Т. 15. №1. С. 18–60.
- 27) Лисицын А. П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли / Под общ. ред. Лобковского Л.И. и Нигматулина Р.И. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
- 28) Лисицын А. П., Лукашин В. Н., Новигатский А. Н. и др. Глубоководные обсерватории на транскаспийском разрезе – непрерывные исследования потоков рассеянного осадочного вещества // Доклады Академии наук. 2014. Т. 456. № 4. С. 485–489.
- 29) Лукашин В. Н., Богданов Ю. А., Шевченко В. П. и др. Исследования вертикальных потоков осадочного материала и его состава в Норвежском море в летние месяцы 1991–1995 гг. // Геохимия. 2000. № 2. С. 197–212.
- 30) Лукашин В. Н., Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г. и др. Исследования нефелоидного слоя // Океанологические исследования фронтальной зоны Гольфстрима. Полигон «Титаник». М.: Наука, 2002. С. 235–262.

- 31) Лукашин В. Н. Седиментация на континентальных склонах под влиянием контурных течений (Норвежское море, Северо-западная Атлантика). // Автореферат. М.: Российская Академия Наук ИО им. П. П. Ширшова. 2005. 53 с.
- 32) Лукашин В. Н., Щербинин А.Д. Нефелоидный слой и горизонтальные потоки осадочного вещества в Норвежском море // Океанология. 2007. Т. 47. № 6. С. 894–908.
- 33) Лукашин В. Н. Седиментация на континентальных склонах под влиянием контурных течений / Отв. ред. Ю. А. Богданов. М.: ГЕОС, 2008. 250 с.
- 34) Маслов А. В., Политова Н. В., Козина Н. В., Кузнецов А. Б., Шевченко В. П., Алексеева Т. Н. Редкие и рассеянные элементы в современных донных осадках Баренцева моря. Изотопный состав Nd, Pb и Sr (по материалам 67 рейса НИС Академик Мстислав Келдыш) // Система Баренцева моря. М.: ГЕОС (в печати)
- 35) Матишов Г. Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.
- 36) Махотин М. С., Иванов В. В. Распространение атлантических водных масс в Баренцевом море по данным наблюдений и численного моделирования // М.: Гидрометеорологический научно-исследовательский центр РФ. № 361, 2016. С. 169–191.
- 37) Немировская И. А., Кравчишина М. Д. Изменчивость концентрации взвеси и органических соединений во фронтальных зонах Атлантического и Южного океанов // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 60–69.
- 38) Нестеров Е. С. Экстремальные волны в океанах и морях. М.; Обнинск: ИГ–СОЦИН, 2015. 64 с.
- 39) Николаева И. Ю., Фяйзуллина Р. В., Бычкова Я. В. и др. Методы геохимических исследований // Учебное пособие. М.: «Книга-Мемуар», 2019. С. 49–53.
- 40) Отчет 68-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш». М.: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт Океанологии им. П. П. Ширшова Российской Академии наук. 2017. Т. 1. С. 358–414.
- 41) Отчет 71-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш». М.: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт Океанологии им. П. П. Ширшова Российской Академии наук, 2018. С. 241–283.
- 42) Политова Н. В. Особенности распределения и состава взвеси и потоков осадочного вещества в Баренцевом и Печорском морях. Дис. к.г.-м.н.: 25.00.28. М., 2007. 251 с.

- 43) Политова Н. В., Артемьев В. А., Зернова В. В. Распределение и состав взвеси на меридиональном разрезе в Западной Атлантике // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 6. С. 984–993.
- 44) Полонский А. Б. Атлантическая мультидекадная осцилляция и ее проявления в Атлантико-Европейском регионе // *Морской гидрофизический журнал*. 2008. № 4. С. 69–79.
- 45) Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1956. № 5. С. 3–21.
- 46) Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
- 47) Федоров А. М., Башмачников. И. Л., Белоненко. Т. В. Зимняя конвекция в Лофотенской котловине по данным буев Argo и гидродинамического моделирования. // *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, Т. 64 № 3, 2019. 491–511.
- 48) Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П. и др. Научные исследования в Арктике. Том 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 135 с.
- 49) Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов // М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- 50) Шевченко В. П., Леин А. Ю., Зернова В. В. и др. Распределение и состав взвеси и фитопланктона в поверхностном слое Норвежско-Гренландского моря в августе 1996 г. // *Доклады АН*. 1997. Т. 355. № 6. С. 805–807.
- 51) Шевченко В. П., Иванов Г. И., Буровкин А. А. и др. Потоки осадочного вещества в желобе Святой Анны и в восточной части Баренцева моря // *Доклады Академии наук*. 1998. Т. 359. № 3. С. 401–404.
- 52) Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
- 53) Blindheim, J., Osterhus, S., The Nordic Seas, Main Oceanographic Features. In: *The Nordic Seas: An Integrated Perspective* / H. Drange, T. Dokken, T. Furevik, R. Gerdes and W. Berger (eds.). Washington: American Geophysical Union, 2013. P. 11–37.
- 54) Brewer P.G, Spencer D.W., Biscaye P.E. et al. The distribution of particulate matter in the Atlantic Ocean // *Earth and Planetary Science Letters*. 1976. V. 32. P. 393–402.

- 55) Craig J. D. Geological investigation of the Equatorial North Pacific seafloor: a discussion of sediment redistribution. // *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese nodule province.* / J. L. Bischoff a. D. Z. Piper (eds.). N.-Y., London: Plenum Press, 1979. P. 529–559.
- 56) Darby D.A., Naidu A.S., Mowatt T.C. et al. Sediment composition and sediment processes in the Arctic Ocean // *The Arctic Seas: climatology, oceanography, geology, and biology* / Ed. Herman Y. New-York: Van Nostrand Reinhold, 1989. P. 657–720.
- 57) Gromet L. P., Dymek R. F., Haskin L. A., Korotev R. L. The «North American Shale Composite», its compilation, major and trace element characteristics // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1984. V. 48. P. 2469–2482
- 58) Gurevich V. I. Recent sedimentogenesis and environment of the Arctic shelf of Western Eurasia. Oslo: Norsk Polarinstitut, 1995. 92 p.
- 59) *Limits of Oceans and Seas* // International Hydrographic Organization. Special Publication, № 23, 3rd Edition, Monégasque - Monte-Carlo: IMP. 45 p.
- 60) Lind S., Ingvaldsen R. B., Furevik T. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import // *Nature Climate Change.* 2018. V. 8. P. 634–639.
- 61) McPhee E.E., Nowell A.R.M., Sternberg R.W. Boundary layer measurements and their implications for sediment transport on the eastern Norwegian Sea continental slope // *Deep-Sea Res. I.* 1998. V. 45. P. 719–743.
- 62) Norwegian Sea ecoregion – Ecosystem overview // *ICES Ecosystem Overviews.* Norwegian Sea ecoregion. 2017. P. 1–15.
- 63) Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Alkire M.B. et al. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // *Science.* 2017. V. 365. Is. 6335. P. 285–291.
- 64) Rudnick R. L., Gao S. The Composition of the Continental Crust. //, *Treatise on Geochemistry.* V. 3. The Crust. (Holland H.D. and Turekian K. K., Eds.) Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. P. 1–64.
- 65) Sakshaug E. Primary and secondary production in the Arctic Seas // *The Arctic Ocean Organic Carbon Cycle: Present and Past.* Eds. R. Stein and R. Macdonald. Berlin: Springer, 2004. P. 57–82.

- 66) Subba Rao D.V., Piatt T. Primary Production of Arctic Waters // Pol. Biol. 1984. V. 3. P. 191–201.
- 67) Wimbush M., Munk W. The benthic boundary layers // The Sea. Maxwell A. E. (ed.). V. 4. №1. N.-Y.: Wiley, 1970. 731 p.
- 68) Zeeberg J.J., Forman S.L., Polyak L. Glacier extent in a Novaya Zemlya fjord during the “Little Ice Age” inferred from glaciomarine sediment records // Pol. Res. 2003. V. 22. P. 385–394.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1. Литологический состав колонки донных осадков, отобранных мультикорером в ходе 68 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (Отчет..., 2017)

5522	71	33,772	6	4,611	0:05	2998	ДЧ		Ил алевроитово-пелитовый, оливкового цвета. Наверху - натлок полужидкой консистенции, более темного оттенка. К основанию горизонта осадок более уплотненный, комковатой структуры. На поверхности пробы мелки раковинный детрит.	
5522							ДЧ		Описание вырезки	
5522							ДЧ	0-1	Ил алевроитово-пелитовый, полужидкий, темнооливкового цвета, с обломками мелки раковин. Нижняя граница наклонная.	5У 4/3
5522							ДЧ	1-5	Ил алевроитово-пелитовый, обвопленный, комковатый, с мелким раковинным детритом.	5У 4/3
5522							ДЧ	5-15	Ил алевроитово-пелитовый, более светлого оттенка, мягкий, вязкий (глинистый), с мелким раковинным детритом (кипит при 3% HCl).	5У 4/3
5522							ДЧ	15-22	Свал илов различной плотности и оттенка. Верхняя граница наклонная. В основании горизонта прослой оливкового цвета (5У 4/3) с затеками и линзами вышелегающего ила. В основании горизонта проявляются рыжеватые пятна окисленности.	2,5У 4/3
5522	71	33,768	6	4,656	2:00	2998	МК		Описание колонки МК-1	
5522							МК	0-1	Ил жидкой консистенции, оливкового цвета. На поверхности мелкий раковинный детрит, пелеты морских организмов.	5У 4/3
5522							МК	1-2	Ил алевроитово-пелитовый полужидкий, более светлого оттенка, с включениями обломков мелких раковин, крупных фораминифер, комки плотностных стяжений. (более плотного ила).	5У 4/4
5522							МК	2-3	Ил пелитовый более плотный с обломками мелких раковин и крупных фораминифер.	5У 4/4
5522							МК	3-4	Ил пелитовый, пятнистой текстуры (пятна, примазки более плотного и темного ила), следы биотурбации (ходы илеодов). Присутствует редкий раковинный	5У 4/4

Приложение 1. (продолжение) Литологический состав колонки донных осадков, отобранных мультикорером в ходе 68 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (Отчет..., 2017)

№ ст.	Координаты		Время суд.	Глубина, м	Тип пробоотбора	Описание		
	Широта	Долгота				Гор., см	Описание осадка	Цвет
							детрит., крупные фораминиферы.	
5522					МК	4-5	Ил пелитовый/алевритово-пелитовый, пятнистой текстуры, более светлого оттенка, карбонатный (реагирует на 3% HCl)	5Y 4/4
5522					МК	5-6	Осадок аналогичный вышеописанному.	5Y 4/4
5522					МК	6-7	Ил пелитовый, более плотный, маслянистый. Редкие обломки мелких раковин и крупных фораминифер.	5Y 4/4
5522					МК	7-8	Осадок аналогичный вышеописанному, но более плотный.	5Y 4/4
5522					МК	8-9	Ил пелитовый более плотный, гомогенный, оливкового цвета. Иелкий раковинный детрит.	5Y 4/4
5522					МК	9-10	Ил пелитовый, гомогенный, оливкового цвета, плотный, маслянистый (глинистый), слабокарбонатный (почти не реагирует с 3% HCl).	5Y 4/4
5522					МК	10-11	Осадок аналогичный вышеописанному.	5Y 4/4
5522					МК	11-12	Осадок аналогичный вышеописанному.	5Y 4/4
5522					МК	12-13	ил аелитовый, плотный, маслянистый, палевого оттенка, карбонатный (хорошо реагирует с 3% HCl).	2,5Y 4/3
5522					МК	13-14	Осадок аналогичный вышеописанному.	2,5Y 4/3
5522					МК	14-15	Ил пелитовый оливково-коричневого/коричневого цвета, различной плотности, комковатая структура, включения мелкого раковинного детрита.	2,5Y 4/4 5Y 4/3
5522					МК	15-16	Ил пелитовый оливково-коричневого/коричневого цвета, маслянистый, с затеками более светлого (2,5Y 4/4) ила. Наблюдаются комки плотностных стяжени алевритового ила. Осадок слабокарбонатный (слабо реагирует на 3% HCl)	2,5Y 4/4 5Y 4/3
5522					МК	16-17	Осадок аналогичный вышеописанному.	2,5Y 4/4 5Y 4/3
5522					МК	17-18	Ил пелитовый более плотный, оливкового цвета, комковатый, с редкими обломками мелких раковин.	5Y 4/3
5522					МК	18-19	Ил пелитовый, плотный, вязкий, комковатый. Присутствуют комки и линзы более плотного карбонатного ила (стяжения хорошо реагируют на 3% HCl)	5Y 4/3
5522					МК	19-20	Осадок аналогичный вышеописанному.	5Y 4/3
5522					МК	20-21	Свал илов, аналогичный гор. 14-20см. Отмечены пятна окисленности. Линзы более плотного ила имеют микрослоистую текстуру (чередование тонких (1мм) темнооливковых и светлых оливковых прослоев).	5Y 4/3
5522					МК	21-22	Свал илов: смесь илов различного цвета и плотности. Присутствуют обломки	5Y 4/3

Приложение 1. (продолжение) Литологический состав колонки донных осадков, отобранных мультикорером в ходе 68 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (Отчет..., 2017)

№ ст.	Координаты		Время суд.	Глубина, м	Тип пробоотбора	Описание		
	Широта	Долгота				Гор., см	Описание осадка	Цвет
5522					МК	23-24	Ил пелитовый, более палевого оттенка (серо-коричневый), гомогенный, с единичными зернами мелкого раковинного детрита.	2,5Y 5/2
5522					МК	24-25	Ил пелитовый, мягкий, вязкий, серого оттенка, гомогенный, карбонатный (реагирует на 3% HCl).	2,5Y 5/1
5522					МК	25-26	Осадок аналогичный вышеописанному.	2,5Y 5/1
5522					МК	26-27	Осадок аналогичный вышеописанному.	2,5Y 5/1
5522					МК	27-28	Осадок аналогичный вышеописанному.	2,5Y 5/1

Приложение 2. Аттестованные и измеренные концентрации элементов ГСО
(SDO-3, BCR-414) в мкг/г.

Донные осадки, АМК68		Li	Be	Al	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
SDO3	измер.	13	0.82	18871	9	1838	52	33	2798.88	10	38
SDO3	паспорт	13	1	19044	6	1797	57	34	1687.32	12	38

АГОС, АМК71		Li	Be	Al	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
SDO3	измер.	8	0.3	13825.63	4	1621.30	42	21	2077.82	9	37
SDO3	паспорт	13	1	19044.00	6	1797.00	57	34	1687.32	12	38
BCR-CRM414	измер.	2	0.1	1906.82	0.48	87	5.1	15.2	354	1.32	23.7
BCR-CRM414	паспорт			1227-2813	0.54	122-130	8.1	23.8	299	1.43	18.8

Донные осадки, АМК68		Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Nb	Cd	Ba	La
SDO3	измер.	28	74	4.7	12	1603	8	6	6	69	6.9
SDO3	паспорт	30	100	5	11	1200	9	10	4	100	7.3

АГОС, АМК71		Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo
SDO3	измер.	28	128	4	26	12	1546	6	22	4	3
SDO3	паспорт	30	100	5	30	11	1200	9	80	10	4
BCR-CRM414	измер.	28.7	147.9	0.69	4.00	10	366	0.7	0.11	0.34	1.70
BCR-CRM414	паспорт	29.5	111.6-112	0.4-0.74	6.82	9	261				1.35

Донные осадки, АМК68		Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
SDO3	измер.	15.4	1.8	7.5	1.18	0.35	0.03	0.19	1.5	0.30	0.84
SDO3	паспорт	15.6	2.1	7.7	1.59	0.42	1.5	0.22	1.3	0.27	0.72

АГОС, АМК71		Ag	Cd	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
SDO3	измер.	0.4	0.2	100	5.9	13.3	1.7	6.8	1.48	0.35	0.02
SDO3	паспорт	0.3	4	100	7.3	15.6	2.1	7.7	1.59	0.42	1.5
BCR-CRM414	измер.	0.07	0.348	33	0.96	1.85	0.23	0.86	0.15	0.04	
BCR-CRM414	паспорт		0.383	24-38							

Донные осадки, АМК68		Tm	Yb	Lu	Th	U
sedso3	измер.	0.14	0.82	0.1	1.8	1.4
SDO3	паспорт	0.11	0.71	0.1	3	2

АГОС, АМК71		Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pb	Th	U
SDO3	измер.	0.20	1.2	0.23	0.62	0.08	0.53	0.1	11	2	2
SDO3	паспорт	0.22	1.3	0.27	0.72	0.11	0.71	0.1	11	3	2
BCR-CRM414	измер.	0.02	0.12	0.03	0.07	0.01	0.05	0.01	4.03	0.39	0.11
BCR-CRM414	паспорт								3.97		0.08-0.14

Приложение 3. Компонентный состав донных осадков

Глубина, см	Орг. в-во, %	CaCO ₃ , %	Лит. в-во, %
2-3	1.050	47.708	55.9
3-4	1.374	46.892	55.9
4-5	1.084	45.850	57.8
5-6	1.120	41.867	58.2
6-7	1.110	43.075	58.0
7-8	1.500	40.617	58.6
8-9	0.864	40.733	54.3
9-10	0.754	38.358	63.6
10-11	0.690	32.492	70.9
11-12	0.624	26.267	75.2
12-13	0.504	20.683	80.5
13-14	0.450	15.408	85.7
14-15	0.670	8.875	82.3
15-16	0.184	8.317	87.0
16-17	0.134	8.225	88.7
17-18	0.160	7.500	89.6
18-19	0.270	7.625	87.4
19-20	0.013	10.113	77.0
20-21	0.100	12.367	61.2
21-22	0.540	27.700	72.0
22-23	0.730	34.042	71.8
23-24	0.650	32.292	72.5
24-25	0.590	29.958	68.2
25-26	0.580	29.833	73.5
26-27	0.600	19.500	85.7
27-28	0.604	17.600	88.8

Приложение 4. Усреднённый состав донных осадков по выделенным горизонтам

Глубина, см	Орг. в-во, %	CaCO ₃ , %	Лит. в-во, %
2-11	1.061	41.955	59.3
11-20	0.334	12.557	83.7
20-26	0.532	27.699	69.9
26-28	0.602	18.550	87.2

Приложение 5. Содержание РЗЭ в донных осадках, нормализованные на Северо-Американский сланец (NASC)

Глубина, см	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Ce an
2-3	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.82	0.8	0.73	0.6	0.63	0.58	0.48	0.56	0.58	0.95
3-4	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.81	0.8	0.76	0.7	0.68	0.52	0.44	0.48	0.62	0.97
4-5	0.8	0.7	0.7	0.7	0.7	0.86	0.8	0.87	0.7	0.63	0.61	0.46	0.52	0.58	0.97
5-6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.87	0.7	0.67	0.7	0.66	0.61	0.58	0.52	0.47	0.97
6-7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.89	0.8	0.77	0.7	0.58	0.57	0.51	0.56	0.43	0.99
7-8	0.8	0.7	0.8	0.7	0.8	0.81	0.8	0.66	0.6	0.72	0.57	0.58	0.50	0.48	0.98
8-9	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.79	0.8	0.71	0.6	0.61	0.57	0.64	0.53	0.44	0.98
9-10	0.8	0.8	0.9	0.8	0.9	0.91	0.8	0.75	0.7	0.67	0.59	0.60	0.59	0.57	1.00
10-11	0.9	0.9	1.0	0.9	1.0	0.96	1.0	0.90	0.7	0.76	0.64	0.65	0.68	0.57	1.02
11-12	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.17	1.0	0.95	0.9	0.74	0.78	0.72	0.65	0.76	1.01
12-13	1.1	1.1	1.1	1.1	1.2	1.13	1.1	1.06	0.8	0.84	0.84	0.81	0.85	0.74	1.02
13-14	1.2	1.2	1.2	1.2	1.3	1.15	1.3	1.00	0.9	0.92	0.82	0.70	0.78	0.75	1.01
14-15	1.2	1.1	1.2	1.1	1.1	1.22	0.9	1.07	0.9	0.98	0.81	0.84	0.90	0.71	0.99
15-16	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.12	1.1	1.13	1.0	1.01	0.81	0.85	0.90	0.91	0.98
16-17	1.2	1.2	1.2	1.1	1.2	1.09	1.3	1.05	0.9	0.93	0.86	0.84	0.90	0.77	1.01
17-18	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.15	1.1	1.23	0.9	1.01	0.84	0.86	0.95	0.80	0.99
18-19	1.2	1.2	1.2	1.1	1.2	1.27	1.1	0.99	0.9	0.99	0.82	0.84	0.82	0.80	0.99
19-20	1.1	1.1	1.1	1.0	1.2	1.01	1.1	0.99	0.8	0.90	0.81	0.83	0.83	0.63	1.00
20-21	0.8	0.7	0.8	0.8	0.9	0.89	0.8	0.78	0.7	0.83	0.71	0.74	0.80	0.83	0.88
21-22	1.0	0.9	1.0	0.9	0.9	1.08	1.0	0.99	0.8	0.79	0.72	0.78	0.77	0.74	0.98
22-23	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.99	0.9	0.85	0.8	0.87	0.65	0.72	0.61	0.56	0.97
23-24	0.9	0.9	1.0	0.9	1.0	1.09	1.0	0.80	0.7	0.74	0.72	0.72	0.66	0.73	1.00
24-25	0.9	0.8	0.9	0.8	0.9	0.96	0.9	0.84	0.7	0.77	0.65	0.66	0.68	0.61	1.01
25-26	0.9	0.9	1.0	0.9	0.9	0.97	1.0	0.85	0.8	0.75	0.65	0.58	0.69	0.51	1.00
26-27	1.2	1.1	1.1	1.1	1.0	1.14	1.1	1.08	0.8	0.78	0.75	0.66	0.61	0.71	0.99
27-28	1.2	1.1	1.2	1.1	1.1	1.12	1.1	1.02	0.8	0.81	0.77	0.84	0.73	0.72	0.99

Приложение 6. Сравнение элементного состава, определенного на станциях, размещенных в Медвежинском желобе, с элементным составом в Лофотенской котловине

	№ станции	Li	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y
Медвежинский желоб	ст. 5429	20	149	63	9	27	19	57	14	74	156	12
	ст. 5430	21	157	87	12	44	24	68	14	86	151	13
	ст. 5431	26	157	82	13	39	23	74	16	84	134	13
	ст. 5433	12	64	44	8	19	13	34	10	55	220	11
	ст. 5434	12	94	46	17	38	27	57	11	62	570	13
Лофотенская котловина	ст. 5522	50	116	100	16	46	31	63	16	90	564	22

	№ станции	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Медвежинский желоб	ст. 5429	76	8	3.56	455	21.6	44.3	4.9	18.4	3.4	0.82	3.3
	ст. 5430	78	9	5.10	398	23.8	49.8	5.4	20.0	3.7	0.93	4.1
	ст. 5431	87	10	4.66	382	22.4	47.6	5.1	18.9	3.6	0.83	3.4
	ст. 5433	62	6	1.87	437	15.6	32.8	3.7	14.4	2.7	0.75	2.7
	ст. 5434	49	8	3.28	385	18.5	36.3	4.3	16.6	3.3	0.85	3.8
Лофотенская котловина	ст. 5522	129	13	2.77	476	32.1	70.8	8.0	31.6	5.7	1.28	5.2

	№ станции	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Медвежинский желоб	ст. 5429	0.43	2.3	0.45	1.32	0.19	1.24	0.19	2.0	18	5.4	1.7
	ст. 5430	0.49	2.6	0.49	1.46	0.21	1.46	0.21	2.1	23	6.6	2.0
	ст. 5431	0.44	2.4	0.45	1.35	0.20	1.31	0.19	2.1	20	5.9	1.8
	ст. 5433	0.37	2.1	0.41	1.22	0.18	1.22	0.17	1.6	11	3.5	1.0
	ст. 5434	0.46	2.4	0.46	1.37	0.19	1.24	0.17	1.2	21	4.3	1.1
Лофотенская котловина	ст. 5522	0.79	4.0	0.83	2.42	0.35	2.14	0.32	3.6	18	9.8	1.7

Приложение 7. Коэффициент обогащения, ловушечный материал (МСЛ)

Горизонт, м	Li	Be	Al	Sc	Ti	V	Cr	Mn
500	0.95	0.79	1.00	1.92	1.59	1.66	0.92	5.69
1250	0.86	0.85	1.00	1.82	1.98	1.84	0.93	6.47
2110	0.86	0.87	1.00	1.74	2.03	2.15	1.05	6.82
2550	0.86	0.85	1.00	1.70	1.86	2.09	0.96	6.84
2980	0.97	0.93	1.00	1.56	1.31	1.61	1.06	4.54

Горизонт, м	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr
500	2.63	3.73	6.35	60.99	1.52	5.79	1.14	27.11
1250	2.51	3.11	5.42	17.77	1.48	4.37	1.03	22.53
2110	2.42	3.12	3.92	14.06	1.40	2.77	0.99	15.29
2550	2.36	1.80	2.83	6.13	1.37	2.77	1.01	12.03
2980	1.92	1.05	3.12	2.23	1.34	1.65	0.89	6.47

Горизонт, м	Y	Nb	Mo	Cd	Ba	La	Ce	Dy
500	1.53	1.57	26.03	36.98	14.14	1.81	1.53	1.53
1250	1.34	1.76	2.27	79.34	21.11	1.64	1.47	1.33
2110	1.22	1.78	1.91	25.64	8.97	1.45	1.28	1.23
2550	1.19	1.65	1.09	3.53	7.82	1.43	1.30	1.21
2980	1.14	0.69	1.64	4.18	1.16	1.56	1.82	1.49

Горизонт, м	Hf	Pb	Th	U
500	0.86	11.57	0.97	1.95
1250	0.86	8.22	0.98	1.47
2110	0.75	7.14	0.91	1.02
2550	0.74	5.62	0.95	0.77
2980	1.39	1.49	1.44	1.63

Приложение 8. Содержания РЗЭ во взвешенном веществе, нормализованное на NASC

Глубина, м	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
500 м	0.193	0.163	0.186	0.183	0.192	0.231	0.193
1250 м	0.257	0.231	0.254	0.248	0.280	0.316	0.277
2110 м	0.350	0.309	0.357	0.341	0.383	0.426	0.379
2550 м	0.432	0.392	0.438	0.418	0.486	0.510	0.466
2980 м	0.764	0.711	0.766	0.737	0.835	0.913	0.792

Глубина, м	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
500 м	0.190	0.163	0.161	0.130	0.141	0.117	0.128
1250 м	0.251	0.208	0.208	0.173	0.166	0.161	0.148
2110 м	0.349	0.298	0.285	0.248	0.222	0.217	0.209
2550 м	0.421	0.365	0.355	0.289	0.279	0.264	0.270
2980 м	0.707	0.741	0.675	0.516	0.474	0.590	0.471

Приложение 9. Содержания РЗЭ во взвешенном веществе, мкг/г

Горизонт, м	Месяц	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
500	VIII	4.0	7.0	0.9	3.8	0.66	0.24	0.7
	IX	0.8	1.6	0.2	1.0	0.13	0.05	0.1
	X	2.5	4.7	0.7	2.2	0.34	0.09	0.5
	XI	6.1	10.9	1.4	5.3	0.95	0.34	1.2
	XII	6.9	11.6	1.6	6.5	1.27	0.37	1.1
	I	10.9	19.8	2.6	10.5	2.07	0.55	1.6
	II	8.5	15.0	2.1	8.0	1.59	0.46	1.4
	III	2.6	5.6	0.6	2.6	0.39	0.12	0.3
	IV	3.3	5.4	0.7	2.2	LD	0.10	0.1
	V	4.8	8.9	1.1	4.3	0.62	0.19	0.6
2980	VIII	15.8	34.4	4.0	16.3	2.89	0.78	2.7
	IX	16.4	35.4	4.5	16.6	3.28	0.88	3.1
	X	15.2	32.4	4.0	15.0	3.13	0.73	2.6
	XI	17.3	37.8	4.4	17.6	3.68	0.91	3.5
	XII	19.6	41.1	5.1	19.1	4.48	0.91	3.4
	I	20.5	45.2	5.1	20.0	4.12	0.98	3.5
	II	22.5	47.8	5.8	21.4	4.18	0.98	3.9
	III	24.6	52.5	6.1	23.3	5.00	1.06	3.9
	IV	24.8	50.5	5.9	24.1	4.76	1.13	4.2
	V	26.1	55.1	6.3	25.6	4.73	1.19	4.6

Горизонт, м	Месяц	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
500	VIII	0.10	0.7	0.13	0.35	0.04	0.31	0.04
	IX	0.03	0.2	0.02	0.09	0.01	LD	LD
	X	0.07	0.3	0.08	0.20	0.04	0.41	LD
	XI	0.12	0.8	0.16	0.37	0.05	0.36	0.04
	XII	0.15	0.9	0.17	0.48	0.06	0.37	0.06
	I	0.24	1.3	0.27	0.70	0.09	0.60	0.08
	II	0.19	1.1	0.22	0.56	0.07	0.44	0.06
	III	0.05	0.2	0.06	0.32	0.03	0.16	0.03
	IV	LD	0.2	0.05	0.03	0.04	0.05	0.04
	V	0.09	0.4	0.11	0.27	0.03	0.22	0.04
2980	VIII	0.37	1.9	0.42	1.03	0.17	0.87	0.12
	IX	0.48	2.5	0.44	1.39	0.18	0.90	0.14
	X	0.36	2.0	0.47	1.28	0.13	1.10	0.10
	XI	0.40	2.2	0.49	1.37	0.22	1.36	0.17
	XII	0.49	3.0	0.58	1.78	0.22	1.58	0.24
	I	0.60	3.0	0.57	1.89	0.21	1.46	0.20
	II	0.53	3.1	0.64	1.94	0.24	1.25	0.24
	III	0.60	3.3	0.85	1.86	0.25	1.51	0.22
	IV	0.56	4.0	0.73	1.76	0.23	1.75	0.25
V	0.59	4.1	0.77	1.94	0.23	1.94	0.24	

