

**Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Мурманский морской биологический институт
Кольского научного центра Российской академии наук**

На правах рукописи

УДК 551.463.8

Мещеряков Никита Игоревич

**СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ
В ЗАЛИВЕ ГРЁН-ФЬОРД (ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН)**

Специальность 25.00.28 – океанология

**Диссертация на соискание ученой степени
кандидата географических наук**

**Научный руководитель:
доктор геол.-мин. наук, профессор
Г. А. Тарасов**

Мурманск

2017

Содержание

Введение	5
Глава 1. Физико-географическая характеристика водосборной площади залива Грён-фьорд	11
1.1. Климат.....	12
1.1.1. Сезонное колебание температур	13
1.1.2. Преобладающее направление ветра.....	14
1.1.3. Осадки и облачность.....	16
1.2. Почвы и растительность.....	17
1.3. Рельеф.....	19
1.4. Ледники.....	20
1.5. Орографическая система.....	23
1.5.1. Реки и ручьи.....	23
1.5.2. Озёра.....	27
Глава 2. Материалы и методы исследований	30
2.1. Отбор проб взвеси с использованием седиментационных ловушек.....	30
2.2. Отбор проб керна берегового припая.....	33
2.3. Отбор колонок донных отложений на литорали.....	34
2.4. Отбор проб донных отложений.....	35
2.5. Океанологические исследования и определение мутности поверхностного слоя воды.....	37
2.6. Эхолотная съёмка рельефа дна.....	39
2.7. Разделение терригенного материала на фракции.....	40
Глава 3. Океанологическая характеристика залива	42
3.1. Морфометрия бассейна.....	42
3.2. Водные массы.....	43

3.2.1. Приливы и отливы	44
3.2.2. Пространственное распределение температуры и солёности.....	44
3.2.3. Сезонная и межгодовая изменчивость термохалинной структуры залива Грён-фьорд.....	45
3.3. Ледовые условия.....	47
Глава 4. Геолого-геоморфологическое строение, мобилизация осадочного вещества.....	49
4.1. Геолого-геоморфологическое строение берегов.....	49
4.1.1. Морфология береговой зоны.....	50
4.1.2. Дельты рек и ручьёв.....	51
4.1.3. Конуса выноса.....	54
4.1.4. Рельеф дна залива Грён-фьорд.....	55
4.2. Природные процессы мобилизации осадочного вещества.....	56
4.2.1. Выветривание.....	57
4.2.2. Процессы абразии.....	58
4.2.3. Водная эрозия.....	58
4.2.4. Гравитационные процессы и солифлюкция.....	60
4.2.5. Перенос грубозернистого материала водорослями.....	62
Глава 5. Потоки осадочного вещества в залив Грён-фьорд.....	64
5.1. Вынос осадочного материала флювиогляциальными потоками.....	64
5.2. Ледовый транспорт осадочного вещества.....	67
5.3. Эоловый (аэрозольный) перенос.....	74
Глава 6. Закономерности формирования современных донных отложений.....	76
6.1. Распределение основных типов современных донных отложений в заливе Грён-фьорд.....	76
6.1.1. Донные отложения при устьевых зон рек.....	77

6.1.2. Донные отложения рельефа дна депрессии залива.....	98
6.2. Скорость осадконакопления в заливе Грён-фьорд.....	99
Выводы	104
Список литературы	105

ВВЕДЕНИЕ

Осадконакопление в заливе Грён-фьорд – это уникальный комплекс сложных седиментационных процессов. Особенности седиментогенеза в таких водоёмах специфичны и отличаются от заливов умеренных и южных широт, а также морских открытых акваторий Арктики. Благодаря тому, что залив далеко вдаётся в занятую ледниками сушу и при этом имеет свободный обмен с атмо- и гидросферой Северного Ледовитого океана, Грён-фьорд является значимой энергоактивной зоной. Помимо этого, смягченный теплым течением климат западного побережья о. Западный Шпицберген существенно выделяет данный регион относительно всей Арктики.

Актуальность работы

Выявление зависимости процессов ледниково-морского седиментогенеза от климатических событий, отраженных в осадочных последовательностях донных отложений фьордовых заливов высокоширотных архипелагов, – одной из фундаментальных проблем современной седиментологии.

В известной мере многие вопросы, связанные с формированием ледниково-морского осадконакопления на континентальной окраине Западного Шпицбергена, изучены достаточно полно (Elverhoi et al., 1983; Матишов, 1984; Vorren, 1992; Тарасов и др., 2000; Матишов и др., 2002 и др.). Академиком Г. Г. Матишовым еще в начале 1990-х годов показано, что явления и процессы, связанные с деградацией плейстоценовых ледниковых щитов, являются определяющими в перестройке подводного ландшафта. Он предложил концептуальное понятие «морской перигляциал», введя тем самым впервые новое направление в океанологии (Матишов, 1980, 1984). Однако процессы и явления, а также механизмы формирования подводного ландшафта в фьордовых заливах Шпицбергена в условиях современного перигляциала (быстроменяющейся природной среды) изучены не полно.

Осадконакопление в заливе Грэн-фьорд протекает в обстановке действия сложного комплекса экзогенных процессов. Особенности седиментогенеза в таких водоёмах специфичны и отличаются от заливов умеренных и южных широт. Благодаря тому, что залив далеко вдаётся в занятую ледниками сушу и при этом имеет свободный водообмен с прилегающим морем, накопление осадочного материала в бассейне происходит в результате воздействия многих факторов (стока талых ледниковых вод, абразии берегов, ледового разноса, эолового (аэрозольного) переноса и других явлений). Поэтому приведенные в настоящей работе положения вносят определенный вклад в познание природы современного перигляциального морфо- и седиментогенеза.

Степень разработанности темы исследования

Первые известные исследования, проведенные немецкими специалистами (Gripp, Todtmann, 1926), представляли собой геоморфолого-топографические описания местности верховья залива и, в основном, напорной морены. Периодически в XIX и XX веках изучением четвертичных отложений региона занимались многие отечественные (Лаврушин, 1969; Троицкий, 1975; Тарасов, 1977, 2003, 2010; Кокин, 2010; Шарин, 2010 и др.) и зарубежные (Mangerud, Svendsen, 1990; Mangerund et al., 1992; Snyder et al. 2000; Forwick, Vorren, 2011 и др.) исследователи. Однако не проводились и не рассматривались отдельно вопросы мобилизации, транспорта и накопления осадочного вещества в бассейне залива Грэн-фьорд. В связи с этим наша задача состояла в получении данных, позволяющих дать оценку состояния и динамики поступаемого осадочного материала в залив, и направлена на восполнение пробела в изученности перигляциально-морского осадконакопления в бассейне.

Район исследования

Он охватывает бассейн залива Грэн-фьорд, расположенный на о. Западный Шпицберген в пределах Земли Норденшельда и являющийся юго-

западным рукавом Ис-фьорда. Залив простирается в южном направлении на 17 км, максимальная глубина составляет 155 м.

Цели и задачи работы

Целью работы являлось изучение особенностей современного осадконакопления в перигляциально-морских условиях Шпицбергена (на примере залива Грён-фьорд). Для достижения этой цели были поставлены и решены следующие задачи:

1. Анализ особенностей мобилизации осадочного вещества в водосборном бассейне;
2. Выявление основных процессов переноса осадочного вещества в бассейн залива;
3. Изучение вещественного состава и определение типов современных донных отложений в заливе;
4. Выявление закономерностей формирования современных донных отложений в заливе.

Фактический материал и методы исследования

В основу настоящей работы положены материалы, полученные автором в ходе полевых работ в восьми экспедициях в 2013–2016 гг. на Западном Шпицбергене, а также использованы литературные и картографические источники. В полевых работах проводились отбор проб донных отложений, взвеси (с использованием седиментологических ловушек), колонок проб рыхлых отложений и льда, эхолотные замеры глубин, а также геоморфологические наблюдения и фотодокументация местности.

В лабораторных условиях выполняли анализ вещественного состава проб (гранулометрический, минералогический, морфометрический).

Научная новизна:

1. Сформулированы новые представления об относительной роли агентов транспортировки терригенного вещества, условиях и механизмах его аккумуляции в условиях морского перигляциала..

2. Впервые выявлены региональные особенности содержания во взвеси терригенного осадочного вещества для зимнего, весеннего, летне-осеннего периодов.

Теоретическая и практическая значимость

Полученные результаты расширяют теоретические представления о закономерностях и особенностях формирования современных донных отложений в условиях непосредственного влияния морского перигляциала.

Практическая значимость определяется тем, что при растущем хозяйственном освоении арктических территорий закономерности осадконакопления следует учитывать как значащий фактор формирования аквальных и субаквальных ландшафтов и внешний фактор воздействия на хозяйственную инфраструктуру – портовые сооружения, трубопроводные системы, объекты аквакультуры.

Положения, выносимые на защиту:

- Основные черты современного осадкообразования предопределяются перигляциальными процессами и явлениями в сочетании с гидродинамическим режимом в бассейне.

- Среди современных экзогенных процессов, влияющих на ход седиментации осадочного вещества в бассейне, определяющими являются сток талых ледниковых вод и ледовый разнос.

- Преимущественно высоким темпом осадкообразования с преобладанием мелкоалеврито-илистых фракций выделяются мелководные приустьевые зоны рек Грендален и Гренфьорд.

- В структуре донных отложений, вскрытой разрезами, выявлена цикличность накопленного терригенного вещества, обусловленная

повторяющимися эпизодами экстремального штормового волнения. Отмечено ритмичное чередование отложений грубых и тонкозернистых фракций терригенного материала, образующих хорошо сформированные осадочные слои.

Апробация результатов диссертации

По теме диссертации опубликовано 15 печатных работ, из которых 4 в рецензируемых журналах ВАК. Отдельные результаты и положения работы докладывались на конференциях молодых ученых Мурманского морского биологического института КНЦ РАН (2013-2016 гг.), международных научных конференциях (Школах) по морской геологии (Москва, 2013, 2015 гг.), конференциях «Комплексное исследование природы Шпицбергена и прилегающего шельфа» (Мурманск, 2012–2016 гг.). Отдельные результаты реализованы в ходе работ по проекту «Процессы осадкообразования в Баренцевом море с позиций глобальных климатических и экологических изменений в голоцене и плейстоцене».

Структура и объем

Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения и списка литературы. Общий объем работы 120 страниц текста, включающего 32 рисунка и 6 таблиц. Список использованной литературы насчитывает 176 публикаций, в том числе 51 – на иностранных языках.

Благодарности

Диссертационная работа выполнена в лабораториях геологии и геодинамики ФГБУН ММБИ КНЦ РАН и Шпицбергенской Биогеостанции ММБИ в Баренцбурге под руководством доктора геолого-минералогических наук, профессора Г.А.Тарасова, которому автор выражает искреннюю благодарность. Автор глубоко признателен директору ФГБУН ММБИ КНЦ РАН академику Г. Г. Матишову за предоставленную возможность и условия проведения исследований по данной тематике. За помощь при выполнении

полевых работ, подготовке рукописи и ценные замечания благодарен профессорам П.Р. Макаревичу и Г. М. Воскобойникову, к.б.н. И. В. Берченко, к.г.н. М.В. Герасимовой, к.г.н. Д. В.Моисееву, к.г.н. Ильину Г.В., к.б.н. С. В. Малавенде, н. с. О. Л. Зиминой, К. А. Боброву, н. с. А. В. Ежову, С. В. Тимофеевой, работникам Базы «Баренцбург» Ю. А. Квашнину, В. Г. Кулешову, сотрудникам РНЦ ААНИИ Ю. М. Савиных, Г. В. Тарасову и сотрудникам ЗГМО в Баренцбурге и многим работникам Треста «Арктикуголь».

ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДОСБОРНОЙ ПЛОЩАДИ ЗАЛИВА ГРЁН-ФЬОРД

Залив Грён-фьорд расположен на юго-западном побережье о. Западный Шпицберген, между параллелями 77°07' и 77°58' с.ш. и меридианами 13°56' и 14°20' в.д. Он простирается меридионально на юг–юго–восток и собственно является юго-западным рукавом Ис-фьорда (рис.1).

Общая площадь водосбора составляет более 193 км², из которых 60 км² подвержены оледенению (Соловьянова, Третьяков, 2004). На востоке водосборная площадь приурочена к земле Норденшельда и включает в себя ледники Тувле и Тунге, а также реку Грёндален с одноименной долиной. На юге в нее входят ледники Западный и Восточный Грёнфьорд, Янсон, Баалсруд. Основные водотоки здесь – река Грөнфьорд и ручей Бретъёрна. Западная часть водосбора залива Грён-фьорд представлена ледниками Альдегонда и Вардё, а также более мелкими ледовыми массивами. Наиболее крупные водотоки западной части водосборного бассейна: реки Конгресс, Брюде, Альдегонда, ручьи Вастакельва, Твербекен.

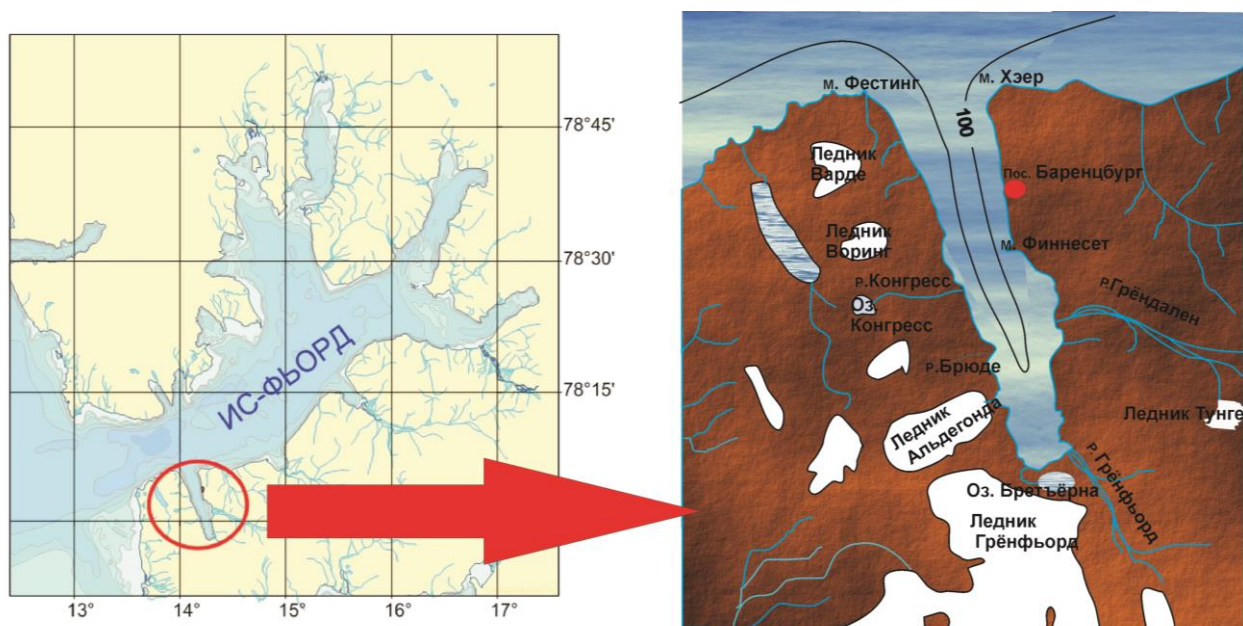


Рис. 1. Залив Грён-фьорд и его водосборная площадь.

1.1. Климат

Район исследования располагается в Арктике и характеризуется наличием особого климата, не свойственного высоким широтам. Климат в регионе арктический морской, смягченный теплыми атлантическими водами. Для района залива Грэн-фьорд характерен относительно мягкий и влажный климат (Оледенение ..., 1975). В формировании климата огромную роль играют шпицбергенские воды и атмосфера (Гидрометеорология..., 1990). Местные температуры, превышают средние температурные показатели для этих широт приблизительно на 20 °С.

В силу своего географического положения, преобладания облачной погоды, а также высокой отражательной способности льдов и снегов, район залива Грэн-фьорд получает ограниченное количество солнечного тепла – в 2.5–3 раза меньше, чем экваториальные области. Большое количество тепла затрачивается на таяние снегов и льдов, на прогрев холодных воздушных масс, приходящих к архипелагу с севера, на оттаивание и прогрев почвы. Среднегодовое значение суммарной солнечной радиации составляет 2214 МДж/м². Максимальные значения суммарной солнечной радиации приходится на конец весны–начало лета (май–июнь) – приблизительно 550 МДж/м². Средняя продолжительность солнечного сияния составляет 886 ч. На широте Баренцбурга с 19 апреля по 24 августа – полярный день, с 28 октября по 15 февраля – полярная ночь. По данным многолетних наблюдений ЗГМО «Баренцбург», среднегодовые температуры составляют: –5.8 °С - пос. Баренцбург, –5.5 °С – пос. Пирамида, –5.7 °С – пос. Лонгйир. У входа в Ис-фьорд среднегодовая температура –3.9 °С. Средняя температура самого теплого месяца - июля в Баренцбурге 8 °С. Абсолютный максимум зарегистрирован в июле 1999 г. – 20.3 °С. Наиболее холодный месяц – февраль. Среднемесячная температура февраля –18°С. Минимальная зарегистрированная температура –39.8 °С (Анциферова и др., 2014). В результате исследований, проводимых как отечественными, так и зарубежными учеными (Будыко, 1980; Семенов и др., 2002; Иванов и др.,

2008; Иванов, Журавский, 2010; Иванов и др., 2012; Павлов и др., 2010а; Павлов и др., 2010б; Мавлюдов, 2004; Forland, Hanssen-Bauer, 2003; МГЭИК, 1992), в XX – начале XXI веков на архипелаге Шпицберген в целом и на о. Западный Шпицберген в частности, наметилась тенденция к смягчению климата. Данное явление также подтверждают долговременные комплексные метеонаблюдения ЗГМО «Баренцбург» (рис. 2).

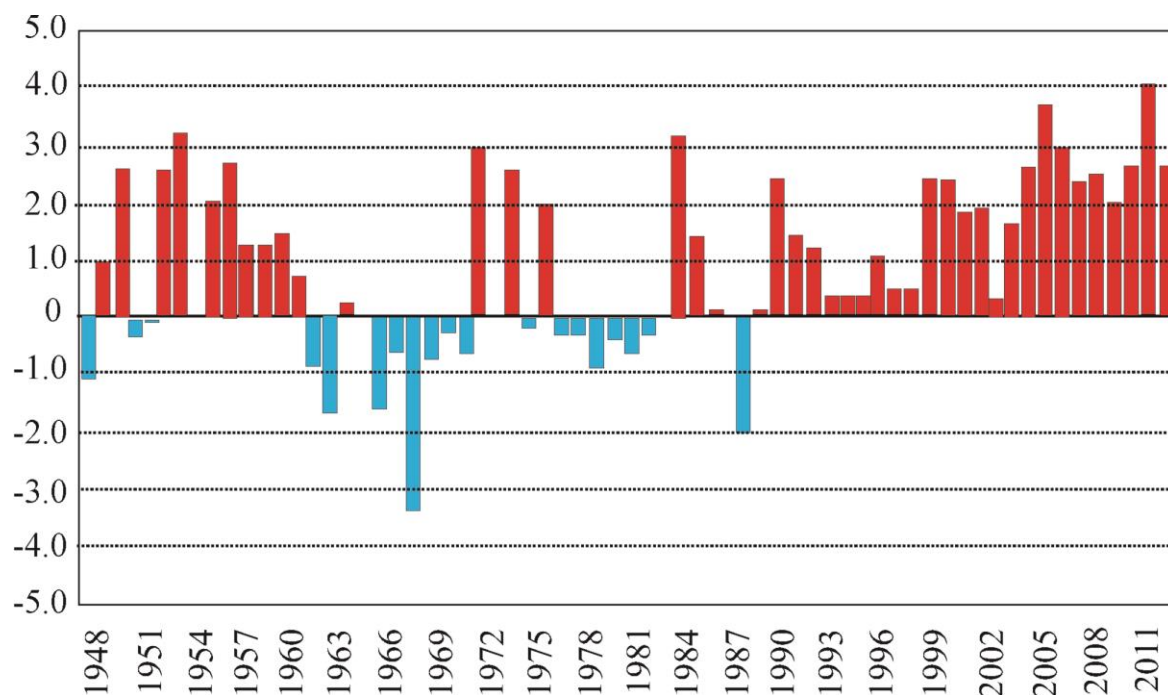


Рис. 2. Аномалии средней годовой (январь–декабрь) температуры воздуха (°C) за период наблюдений с 1948 по 2013 гг. по данным ГМО Баренцбург (Анциферова и др., 2014).

1.1.1. Сезонное колебание температур

На сезонные колебания температур огромное влияние оказывает близость к зоне пониженного давления – Исландскому минимуму, от которого в сторону архипелага Шпицберген протянулись Восточно-Гренландская и Исландско-Карская ложбины низкого давления. В результате этого в течение всех сезонов года климат подвергается влиянию циклонов и антициклонов с частыми перепадами давления. Воздействие циклонов на регион наиболее активно сказывается в зимнее время. Переносы тёплых воздушных масс нередко прерываются вторжениями холодного воздуха,

приносимого антициклонами из области гренландского высокого давления и частично Центрального Полярного бассейна. Большое влияние на погоду в регионе оказывает холодный антициклон, формирующийся над восточной Сибирью. Сибирский антициклон охватывает Россию и часть Европы, при этом создавая сильные потоки воздуха с юга над арктическими морями, в результате чего можно наблюдать адвекцию относительно теплого воздуха в район архипелага Шпицберген. В зимний период это отражается сильными снегопадами или оттепелями (Дрогайцев, 1949; Humlum et al., 2003).

В декабре температура в среднем держится в пределах значения $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$, однако во второй половине зимы нередко случаются затяжные похолодания, при которых температура снижается до $-25\text{...}-30\text{ }^{\circ}\text{C}$. Все это сопровождается выпадением большого количества сухого, жесткого снега, что в сочетании с сильными ветрами создает постоянные метели. В начале весны, в марте на архипелаге фактически продолжается зима: сильные ветры, температура до $-13\text{ }^{\circ}\text{C}$. С наступлением полярного дня, в апреле, начинается потепление. В этот период воздух прогревается до $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$. К маю средние температуры начинают достигать отметки $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, возможно появление тумана. В летние месяцы температура колеблется от $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Туманы в июне, июле и августе – обычное явление. Осенний период характеризуется плавным падением температур. В сентябре она в среднем составляет $0-1\text{ }^{\circ}\text{C}$, в октябре снижается до $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, а к ноябрю может достигать $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже.

1.1.2. Преобладающее направление ветра

Ветровой режим всего архипелага находится в зависимости от холодного тропосферного циркуляционного вихря. Шпицберген располагается на пути встречи холодного полярного воздуха с мягким и влажным морским воздухом с юга. Средняя многолетняя скорость ветра в районе пос. Баренцбург составляет 3.1 м/с . Наибольшей силы ветры достигают в первой половине зимы, однако максимальный порыв ветра был отмечен в марте 1979 г. – 44 м/с (Семёнов и др., 2002; Алдарова и др., 2006).

С января по февраль для региона характерны периодические штили. В летний период, повторяемость северо-западных, северных и южных ветров приблизительно одинаковая, в зимний период, преобладают ветры юго-восточного направления (Семенов и др., 2002) (рис.3).

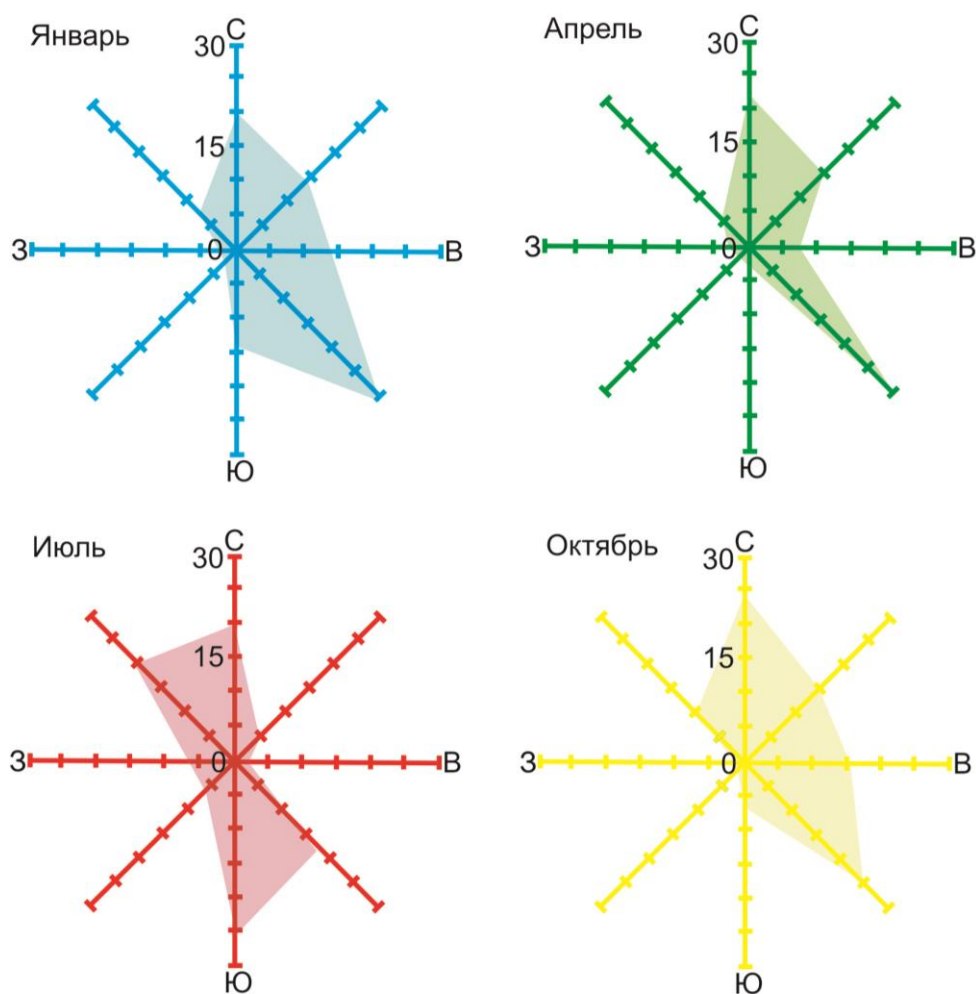


Рис. 3. Сезонные преобладания ветров по данным ЗГМО «Баренцбург».

Помимо этого направление ветров может определяться рельефом местности. Смена направления ветра обычно обуславливает смену погоды: северные и восточные ветры приносят ясную погоду, южные – осадки. Нагревание и охлаждение суши и моря в прибрежных зонах происходит неравномерно, следствием чего является муссонный ветровой цикл в регионе. Большая разница температур между арктическими воздушными

массами и воздушными массами атлантического происхождения вызывает большие колебания в погодных условиях, особенно это ярко выражено зимой. В зимнее время преобладает ветер с суши на море, летом – с моря на сушу. Зимой 17 % всего времени на архипелаге дует сильный ветер, в то время как летом – лишь 1 % (рис. 4).

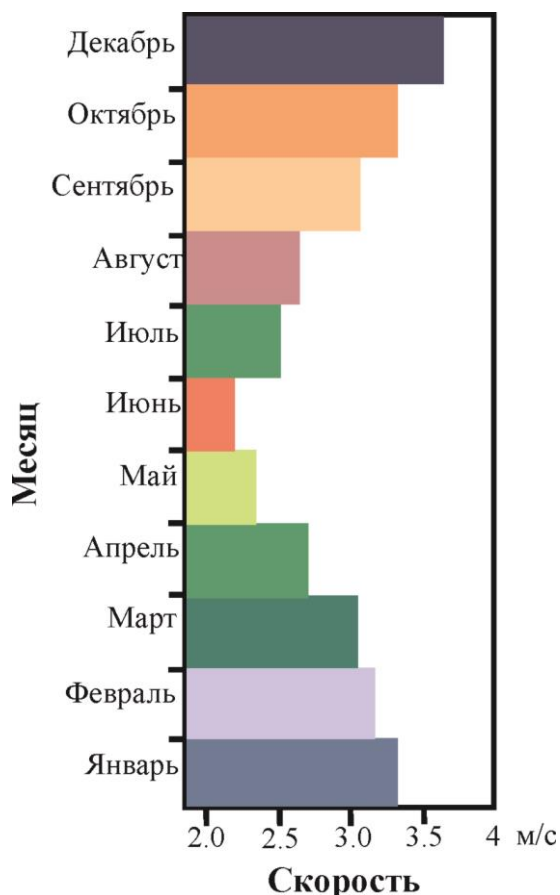


Рис. 4. Среднемесячная скорость ветров по данным ЗГМО «Баренцбург».

1.1.3. Осадки и облачность

В районе залива Грэн-фьорд в среднем за год выпадает 563 мм осадков. Наибольшее количество осадков приходится на декабрь – 62.2 мм и январь – 59.5 мм. (Семёнов и др., 2002). Наименьшее количество выпавших осадков приходится на май – до 30 мм. Максимум осадков приносят южные и юго-западные ветры. В горах выпадает в 2.5–3 раза больше осадков, чем в низменностях, что оказывает существенное влияние на накопление льда в ледниках (Humlum et al., 2003). Осадки выпадают в основном в виде слабых, но продолжительных по времени снегопадов. Мощные снегопады и сильные

дожди случаются редко. Ежегодно здесь бывает до 240 дней с осадками, в том числе 170 – со снегом и 70 – с дождём, обычно мелким, морозящим, нередко с морозящим снегопадом (Демешкин, 2015). Снег может выпасть в любое время, в том числе и в разгар лета. Снежный покров в регионе устанавливается к октябрю. Вследствие сильной пересеченности рельефа и постоянных ветров снег ложится крайне неравномерно. Возвышенные, открыто расположенные участки остаются практически оголёнными или покрытыми тонким слоем снега, в то время как в низинах или с подветренной стороны укрытий толщина снежного покрова достигает 1 м и более.

Наряду со снегом и дождём определенная часть влаги оседает в виде росы, инея, наледи и изморози. Количество этих осадков составляет в среднем 150 мм в год. В течение всего года повсеместно наблюдается высокая относительная влажность, в районе пос. Баренцбург она составляет в среднем 78 %.

В районе залива Грэн-фьорд в течение года бывает в среднем 26 дней с туманом. В течение года преобладает облачная погода. Максимум облачности приходится на лето, в основном на август. В это время иногда бывают грозы. Среднегодовая облачность составляет здесь 7.6–8.3 балла.

1.2. Почвы и растительность

Особенности климата и наличие вечной мерзлоты оказывают существенное влияние на почвенный покров и растительность архипелага Шпицберген. Мощность многолетней мерзлоты варьирует, в горных районах она достигает 400–500 м, в прибрежных областях и долинах обычно не превышает 100 м (Liestol, 1976; Humlum et al., 2003). Кратковременному сезонному оттаиванию подвергаются 0.4–1 м поверхности м (Isaksen, Sollid, 2002). Однако, в районе Грэн-фьорда мощность деятельного слоя может достигать 1.8–2.5 м (Отчёт..., 1983–1984), а иногда и 5–6 м (Куликов, 1964). Несмотря на относительно небольшое количество выпадающих здесь осадков, большая их часть в результате незначительного испарения,

водонепроницаемости вечномерзлых грунтов, низких температур сохраняется на поверхности, вызывая сильное переувлажнение почвы, а в отдельных случаях её заболачивание на ровных пониженных пространствах (Переверзев, Салтан, 2012).

Морфологическая и геохимическая составляющая почвенного покрова в районе залива Грён-фьорд на архипелаге в целом довольно хорошо изучена (Forman, Miller, 1984; Mann et al., 1986; Глазов и др., 1997; Добровольский, 1990, 1994; Горячкин и др., 1998). В береговой зоне фьордов о. Западный Шпицберген почвы формируются на различных почвообразующих породах и могут занимать различные геоморфологические позиции (Переверзев, 2012). Для этих почв свойственна маломощность. Почвенный покров очень тонкий, бедный, слабо развитый, с уплотненной структурой. Процесс почвообразования идет медленно. Растительный покров даёт мало органических остатков, которые из-за низких температур и слабого доступа кислорода разлагаются медленно. На архипелаге почвы бедны микроорганизмами.

Для береговой зоны фьордов характерен в основном серогумусовый (дерновый) тип почв (Переверзев, 2012). В районе залива Грён-фьорд сформировались почвы с профилем O-AУ-C (Классификация..., 2004). В верхней части профиля, где сосредоточена основная масса корневых систем растений, происходит аккумуляция гумуса и формирования горизонта АУ, переходящего в материнскую породу – горизонт С. Для почв характерна слабая дифференциация морфологического и химического профиля, а также кислая реакция среды, снижающаяся с глубиной (Кашулина, 2003; Переверзев, Литвинова, 2010).

Растительность на архипелаге распространена неравномерно и не образует сомкнутого покрова. Наиболее разнообразен растительный мир на участках, прилегающих к фьордам, вдающимся в архипелаг с запада. По типу растительных сообществ побережье залива Грён-фьорд, как и прочих фьордов западной части о. Западный Шпицберген (Ис-фьорд, Белльсунн,

Конгс-фьорд, Вуд-фьорд и Вейде-фьорд), следует относить к зоне тундровой растительности внутренних фьордов (Королева, 2008). Подобные единицы районирования не выделяются на других арктических территориях, что существенно отличает эти территории от других областей о. Западный Шпицберген. В данных областях растительный покров сомкнутый, и в нем встречается более 75 % всего видового состава сосудистых растений Шпицбергена (Elvebakk 1985, 1988; Möller, 2000). В береговой зоне залива Грэн-фьорд принято выделять специфические типы местности (биотопы), и характерные для них растительные ассоциации (Hadač, 1946, 1989; Thannheiser, 1992; Möller, 2000).

1.3. Рельеф

В целом рельеф региона – типичный альпинотипный. Залив окаймляют низкогорные массивы, расчленённые долинами рек. Северо – западная часть водосбора незначительно выше восточной. Крупнейшие массивы на северо-западе – это горы – Воринг 675 м, Вардеборг – 588 м, Соколова – 541 м, Бодылевского – 448 м. На юго-западе горы достигают высоты порядка 600 м: Флинткамент – 570 м, Продуктустоппен – 523 м, Хефти – 425 м. На востоке водосбора в среднем высоты не превышают 400 м (г. Бикколен, г. Грэнфьорд-фьелет, г. Геера, г. Крокдальнаузен. Высочайшая точка восточной части водосбора – гора Аксея – 541 м.

Современный рельеф региона начал зарождаться в плейстоцене. Его формирование происходило под воздействием эндогенных и экзогенных факторов, в основном за счет неотектонических движений и оледенений (Семевский, Шкатов, 1965; Шарин, 2004). Начало неотектонического развития разными исследователями определяется в широком возрастном диапазоне – от конца олигоцена до конца плиоцена (Аксенов и др., 1987). На рубеже плейстоцена и голоцена произошло резкое, но дифференцированное поднятие большей части Шпицбергена, которое сопровождалось вулканизмом (Römer, Schaudin, 1909; Семевский, 1965; Harland, 1997;

Евдокимов, 2000) и сокращением ледниковых покровов (Семевский, 1967; Красильщиков и др., 1998). Поднятия активизировали денудационные процессы – сначала эрозии, а с развитием оледенения в раннем голоцене – экзарации. Неотектоническое движение сориентировало основные элементы орографии в трех системах направлений - субширотном и двух субмеридиональных, образовавшихся в результате блоково-разломного строения архипелага. Многочисленные оледенения дополнили рельеф гляциальными формами: трогами, карами, цирками, моренами. Для современного рельефа характерны флювиальные (поймы, террасы, конусы выноса, дельты) и криогенные (пинго) формы рельефа.

Восточная часть о. Западный Шпицберген сложена породами мезозоя и кайнозоя, в то время как западная часть протерозойско-палеозойскими породами. Характер рельефа с платообразного на востоке, меняется альпинотипным расчлененным на западе. На рельеф водосборной площади залива Грэн-фьорд огромное влияние оказала деятельность ледников. После отступления ледовых массивов в районе сформировался типичный рельеф. Это ледниково-экзарационный (ригели, флигтберг, межригельные котловины выпахивания), ледниково-аккумулятивный (аккумулятивный (насыпной) краевой вал, гряды боковой (береговой) и срединной морены, поля основной и абляционной морены), экзарационно-экструзивный (депрессия, занятая сейчас озером), напорный (напорный вал), флювиогляциальный (зандровые конуса и равнины, палеоканалы стока талых ледниковых вод, “пойменные” зандры и гляциофлювиальная дельта) и лимногляциальный (камово-западинная равнина) типы рельефа (Кокин, 2010).

1.4. Ледники

Архипелаг Шпицберген следует относить к территории, частично покрытой ледниками (Elverhoi et al., 1983). Более 50 % площади о. Западный Шпицберген покрыто ледовыми массивами горного и полупокровного типов,

в основном пульсирующими (Liestol, 1969; Schytt, 1969; Корякин, 1988; Lefauconnier, Hagen et al., 1991).

Основные ледовые массивы дислоцированы ближе к периферии. Центральная часть острова (Земля Норденшельда) наименее занята льдом. Мощность ледников разнится в зависимости от их типа. Средняя мощность горно-долинных ледников меняется от 50 до 300 м, максимальные значения ледовых массивов полупокровного типа составляют 400–580 м (Режим..., 1992). Наступление ледников наблюдалось с 1870 по 1900 гг., а с 1900 г. по настоящее время происходит дегляциация ледниковых массивов (Оледенение ..., 1975). В течение последних 115 лет большая часть прогляционной зоны освободилась от ледового покрова. Настоящее оледенение не является реликтом плейстоценового (Корякин, 1988).

Для водосборной площади залива Грён-фьорд характерна тесная взаимосвязь с ледниковыми массивами, последние представлены горно-долинными, каровыми и склоновыми ледниками. Ледники горно-долинного типа дислоцируются на востоке (Тавле и Тунге), юге (Западный и Восточный Гренфьорд) и западе (Альдегонда). Каровые и склоновые ледники относительно малы и приурочены к циркам западной части водосбора (Вардё, Варинг).

Ледник Альдегонда располагается на западном берегу залива Грён-фьорд в непосредственной близости (7 км) от пос. Баренцбург (Гляциология..., 1985), он достаточно хорошо изучен. Ледник ориентирован на восток, длина около 3 км, ширина до 2 м, язык ледника располагается на высоте 130 м и примерно в 3 км от берега залива Грён-фьорд (Мавлюдов, Кокин, 2008). По данным радиоэхозондирования в 1999 г. толщина ледника составляла 216 м (Василенко и др., 2001). Альдегонда относится к горно-долинным ледникам политермального (двухслойного) типа, внутренняя часть ледника имеет нулевую температуру, поверхностный слой более холодный (Мавлюдов, 2002). В начале XX века ледник Альдегонда открывался в залив Грён-фьорд (Prospekt, 1912), но к 1936 г. отступил от берега. В настоящее

время он динамично сокращается, скорость отступления приблизительно 30 м в год. Площадь ледника 7 км², что на 2.1 км² меньше, чем по состоянию на 1936 г. (Hagen et al., 1993). В среднем за 67 лет поверхность ледника понижалась на 1 м в год, средний баланс массы ледника составил 86 г/см² (Мавлюдов, 2004).

Ледники Тавле и Тунге относятся к восточной части водосбора и располагаются на Земле Норденшельда, в верховье долины реки Грёндален, на удалении 17 км от берега залива Грён-фьорд. Ледник Тавле имеет две лопасти и простирается в восточном направлении между высотами 200 и 700 м выше уровня моря. Его длина 6 км, ширина около 2 км. Левая лопасть ледника заканчивается на высоте примерно 280 м, в то время как основная часть ледового массива ограничивается высотой 180 м. Мощность ледовой толщи не превышает 120 м. Ледник однослойный, холодный. Дренажная система поверхностная. В настоящее время подвергается дегляциации (Мавлюдов, 2007).

К западу от ледника Тавле простирается более мелкий ледник Тунге. Он также приурочен к южному борту долины реки Грёндален. Ледник имеет общий водораздел с ледником Тавле. Длина ледника 3.7 км, ширина 800 км. Скорость отступления 13 м/год (Мавлюдов, 2004).

Ледник Гренфьорд дислоцирован в пределах 2 км от береговой линии кута залива Грён-фьорд. В настоящее время принято выделять западную и восточную части ледника. Площадь Восточного Гренфьорда 7.6 км², длина 5.3 км, средняя мощность на 2012 г. составляла 100 м (Василенко и др., 2014). С ледником Фритьоф образует переметную систему длиной до 17 км. Смещение ледораздела на 550 м в результате подвижки ледника Фритьоф и дегляциация значительно сократили объемы ледника Гренфьорд. В настоящий момент ледник отступает со скоростью 33 м/год (Мавлюдов, 2004).

Ледник Западный Грёнфьорд имеет длину 9 км, ширину 7 км. Скорость отступления 34–37 м/год (Мавлюдов, 2004).

1.5. Орографическая система

Основное количество долин рек и ручьев приходится на западную часть водосбора: Альдегонда, Брюде, Бретъёрна, Конгресс, с востока впадает крупнейшая в регионе река Грёндален, с юга – река Грёнфьорд. Речные долины этих водотоков выработаны в процессе эрозионной деятельности флювиогляциальных потоков. Наиболее развитой речной долиной является Грёндален. Ширина долины в низовье может достигать 2 км. На протяжении всей долины на ее склонах прослеживаются конусы выноса позднеголоценового возраста. Склоны долины формировались в период позднего плейстоцена–голоцена и подвержены развитию солифлюкционных процессов. Южный склон, более пологий, делювиально-солифлюкционный, крутизна в среднем менее 15 град. Северный склон долины представлен осыпным типом с крутизной 15–35 град. также переходящим в делювиально-солифлюкционный. В районе истока и низовья реки прослеживаются эрозионные склоны крутизной 12–45 град. Помимо этого северный склон меридионально изрезан каньонами и теснинами. Для долины характерно наличие положительных замкнутых форм криогенного рельефа- пинго.

1.5.1. Реки и ручьи

Из литературы известно (Repp, 1979; Bogen, 1988, 1991, 1995, 1996; Kostrzewski et al., 1989; Barsch et al., 1994; Krawczyk, Opolka-Gadek, 1994; Hodson, Ferguson, 1999), что реки в высоких арктических широтах подвержены значительным сезонным колебаниям твердого и жидкого стока. Реки и ручьи, относящиеся к водосбору залива Грён-фьорд, не являются исключением. В большинстве своем они приурочены к ледниковым массивам, имеют ледниковое питание. Вследствие климатических особенностей речной сток неравномерен, и существенно ограничен кратковременным летним периодом.

Реки и ручьи разнятся по своей длине, гидродинамике, жидкому и твердому стоку. Все водотоки, за исключением Конгресс и Грёндален,

впадающие в Грэн-фьорд, маломинерализованные (содержание солей 40-200 мг/л), последние же можно отнести к рекам с умеренной минерализацией (около 400 мг/л) (Третьяков и др., 2007).

Река Грэндален является крупнейшим водотоком в регионе. Площадь водосборного бассейна реки составляет 98 м², из которых 13 % подвержено оледенению (Соловьянова, Третьяков, 2004). Протяженность реки 22 км. Она впадает в залив Грэн-фьорд с востока, а ее бассейн включает в себя обширную долину и склоны. Русло реки Грэндален подвержено существенной русловой деформации. В результате динамично протекающей линейной боковой эрозии очертания реки регулярно меняются. Местами характерен процесс свободного меандрирования. В низовье река имеет обширную дельту (до 1 км) с ярко выраженной авандельтой. Количество материала, выносимого рекой в залив, определяет в устьевой зоне наличие аккумулятивных форм рельефа дна – песчаных кос.

Мутность воды, по результатам исследований в августе 2003 г (Соловьянова, Третьяков, 2004) составила от 0.37 до 6.7 г/л, расход наносов менялся от 6 до 24 кг/с. Таким образом, река Грэндален является одним из основных поставщиков терригенного материала в залив. Грэндален имеет резко прерывистый сток с высоким соотношением влекомых и взвешенных наносов. Исток реки приурочен к леднику Тавле, помимо этого река Грэндален имеет существенное питание от ледника Тунге. Талые воды ледника Тунге обильно снабжают реку Грэндален продуктами размыва конечной морены позднеголоценового возраста. Гидродинамика и полноводность реки напрямую зависят от сообщения с этими ледниками и количества выпавших осадков. Основным поставщиком влекомых наносов является приледниковая зона. В результате исследований В.В. Гохманом (1988) было установлена четкая взаимосвязь между количеством терригенного материала во взвеси вод реки Грэндален и степенью оттаивания деятельного слоя на склонах и моренных отложениях. По результатам наблюдений в 1984–1985 г. В. В. Гохман отмечает

максимальную мутность вод реки Грендален в период прохождения паводка. Количество терригенного материала во взвеси реки в этот период времени может превышать количество влекомых частиц на пике половодья.

Река Гренфьорд – вторая из крупнейших водных артерий региона, дислоцируется на юге и впадает в кутовую часть залива. Длина реки 8 км, площадь водосбора 23 км² из которых 10 % подвержены оледенению (Соловьянова, Третьяков 2004). Исток приурочен к ледникам Янсон и Баалсдур. Река Гренфьорд протекает по одноименной долине, от истока к устью русло реки расширяется. Присутствует русловая деформация. В формировании долины реки значительную роль играет боковая эрозия, в результате чего верховье долины террасировано, и имеет широкое плоское дно, русло занимает незначительную ее часть. Ближе к низовью река огибает с востока мореный комплекс ледника Грэнфьорд. Обогащение реки осадочным материалом происходит за счет размыва конечной морены ледника Грэнфьорд, а также в результате действия солифлюкционных процессов в ее долине. В устьевой зоне реки Гренфьорд наблюдается относительно разветвленная и нестабильная сеть желобов речного стока. Существует сильная взаимосвязь между твердым стоком и расходом воды. По данным И. О. Соловьяновой, М. В. Третьякова (2004) среднее значение мутности воды колеблется от 0.08 до 1.6 г/л, средняя величина расхода – 2.50 м³/с.

Река Альдегонда берет свое начало с одноименного ледника и является основным источником разгрузки его талых вод. Альдегонда имеет протяженность не более 2 км, площадь водосбора не превышает 10 км². Существенная часть водосборной площади подвержена оледенению (70 %) (Соловьянова и др., 2005). Устье реки расположено на западном берегу залива. Долина реки представлена специфическим ландшафтом с выходами коренных пород на поверхность, она сложена преимущественно мореными отложениями ледника Альдегонда. Гидродинамика реки и ширина русла меняется от истока к устью. Верховье реки характеризуется довольно узким

руслом и относительно бурным течением. Затем, русло реки плавно расширяется, скорость течения снижается, однако до низовья река остается типичной горной. Ближе к устью река образует маленькую, не стабильную во времени дельту (Соловьянова и др., 2005). Моренный сток незначителен в виду близкого расположения многолетнемерзлых пород и строения морены. Долина реки не подвержена ярко выраженным солифлюкционным процессам. Влияние гравитационных процессов на твердый сток не существенно. В результате геоморфологических особенностей долины и своей незначительной протяженности река Альдегонда получает в свой поток небольшое количество терригенного материала. Подобно другим рекам бассейна Грэн-фьорд, твердый сток Альдегонды тесно связан с температурным режимом в регионе. По данным И. О. Соловьяновой, М. В. Третьякова (2004) средний расход составил $1.89 \text{ м}^3/\text{с}$, а мутность воды колебалась в пределах $0.0021\text{--}2.1363 \text{ г/л}$. Сток реки в целом определяется тальными водами с поверхности ледника, а так же внутриледниковым стоком ($0.22\text{--}0.28 \text{ м}^3/\text{с}$) (Шевнина и др., 2003).

Ручей Бретьерна и река Конгресс. Бретьерна наименьший водоток в регионе, длина примерно 600 м. Относится к южной части водосбора. Ручей вытекает из одноименного озера, огибает моренный комплекс ледника Гренфьорд с запада, и впадает в кут залива Грэн-фьорд. Площадь водосборного бассейна ручья 45 км^2 , при этом степень оледенения превышает 75 %. Ручей играет весьма значимую роль в мобилизации и переносе осадочного вещества. На формирование стока огромное влияние оказывают эрозионные процессы, действующие на напорный вал ледника Грэн-фьорд, и механический контакт ручья с мореным комплексом.

Река Конгресс относится к западной части водосборной площади залива Грэн-фьорд, имеет длину 3.8 км, водосборная площадь реки не подвержена оледенению и не имеет прямого ледникового питания, что делает этот водоток исключительным (Соловьянова, Третьяков, 2004). Исток приурочен к одноименному озеру. В своем верховье река протекает по

денудационному плато, в среднем течении долина реки имеет делювиальные склоны, подверженные солифлюкционным процессам. Низовье реки Конгресс располагается на абразионном морском карнизе. В силу отсутствия прямого воздействия ледниковых вод на гидродинамические процессы водотока, терригенный материал во взвеси реки практически отсутствует. Мутность – 0.0013 г/л, расход наносов – 0.001 кг/с (Соловьянова, Третьяков, 2004).

Река Брюде относится к западной части водосбора залива Грэн-фьорд. Река в длину составляет 4 км, площадь водосбора 13 км², из которого 1/3 подвержена оледенению. Долина реки располагается на ранне-среднеголоценовой морской абразионной террасе, которая местами отмечена эрозионными склонами. Далее, эта терраса переходит в делювиально-солифлюкционный склон (возраст – плейстоцен–голоцен). Исток реки приходится на слияние ледниковых ручьев (Соловьянова, Третьяков, 2004). Для верховья реки характерно бурное течение, множественные пороги и относительно крупные водопады. В среднем течении река протекает по своеобразному каньону, сформированному за счет эрозии. Ближе к устью русло реки существенно расширяется и образует многорукавную дельту. Судя по геоморфологической характеристике прилегающих территорий и обширной дельте реки, можно сделать вывод, что ранее этот водоток выносил значительные объемы твердого материала в залив Грэн-фьорд. В настоящее время река в своем среднем течении подлечит фильтрации через отложения донной морены уже отступивших ледников Брюде и Хефтэ, что обуславливает незначительную мутность (до 0.023г/л) с расходом наносов 0.012 кг/с (Соловьянова, Третьяков, 2004).

1.5.2. Озёра

На водосборной площади залива сформировались озёра ледникового происхождения: на западе- оз. Стемме , оз. Конгресс, на юге- оз. Ледовое.

Озеро Стемме располагается в межгорной котловине, в восточном направлении пересекающей ригель, сложенный осадочными горными

породами. С юга граничит с мореной ледника Варинг, с северо-запада со склонами – отрогов водоразделов Фребольдрюгген, с востока – ригелем ранее существовавшего ледника. Берега озера пологие, однако, для южного побережья характерна относительная крутизна подводного склона. Конфигурация озёрной чаши неправильной формы (559x377 м). Объём озера составляет 508 тыс. м³, площадь зеркала 0.13 км², максимальная глубина 12.8 м, средняя глубина 4.2 м (Васильев, Шмидт, 1970; Наставление..., 1972, 1973, 1975; Семёнов и др., 2003). По характеру водообмена является сточным (проточным) озером. С запада в озеро впадают 2 ручья без названия, берущие свое начало с близлежащего ледника Вардё. Ручей Вастакельва разгружает воды озера в залив.

Озеро Конгресс расположено в глубокой горной впадине в западной части водосборной площади залива Грэн-фьорд. Площадь зеркала приблизительно составляет 0.5 км². Объём воды примерно 15 млн м³. Озеро является глубочайшим водоёмом на водосборе залива Грэн-фьорд. Средняя глубина – 12 м, максимальная – 40 м. По характеру водообмена является сточным озером. Разгрузка в залив осуществляется за счёт одноимённой реки Конгресс.

Озеро Ледовое располагается в краевой зоне ледника Грэнфьорд. Происхождение котловины экзарационно-ледниковое. Озеро окаймляет моренный комплекс ледника Грэнфьорд. С юга и востока озеро граничит с конечной и боковой мореной, с севера и запада с основной мореной ледникового массива. Водоём образовался 700–100 лет назад в результате последней пульсации ледника, однако современные очертания озеро приобрело в течение последних 70 лет (Тарасов, Кокин, 2007). Берега озера приглубые, крутизна подводных склонов местами достигает 30-40 град. Объём озера 17.5 млн м³, площадь водного зеркала 1.52 км², максимальная глубина приурочена к северо-западной части озера и составляет 26 м (Кокин, Тарасов, 2008). По характеру водообмена является сточным (проточным)

озером, в него впадают талые воды ледника Грэнфьорд, разгрузка воды в кут залива происходит за счёт ручья Бретъёрна.

Таким образом, водосбор залива тесно связан с ледниками. Общая площадь водосбора составляет более 193 км², из которых приблизительно 1/3 площади подвержена оледенению. На востоке водосборная площадь приурочена к Земле Норденшельда и включает в себя ледники Тувле и Тунге, а также реку Грендален. На юге в нее входят ледники Западный и Восточный Гренфьорд, Янсон, Баалсруд. Основные водотоки здесь – река Грэнфьорд и ручей Бретъёрна. Западная часть водосбора залива Грэн-фьорд представлена ледниками Альдегонда и Вардё. Наиболее крупные водотоки западной части водосборного бассейна – реки Конгресс, Брюде, Альдегонда, ручьи Вастакельва, Твербекен.

ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1. Отбор проб взвеси с использованием седиментационных ловушек

Для получения количественных характеристик поступающего терригенного материала на дно залива использовали седиментационных ловушки, сконструированные по чертежам Института океанологии РАН (Потоки..., 1994), но с внесёнными технологическими изменениями ММБИ КНЦ РАН. Седиментационная ловушка состоит из двух винипластовых цилиндров, соединенных между собой в основаниях металлическими скобами (чекелями) или планками из нержавеющей стали (рис. 5).

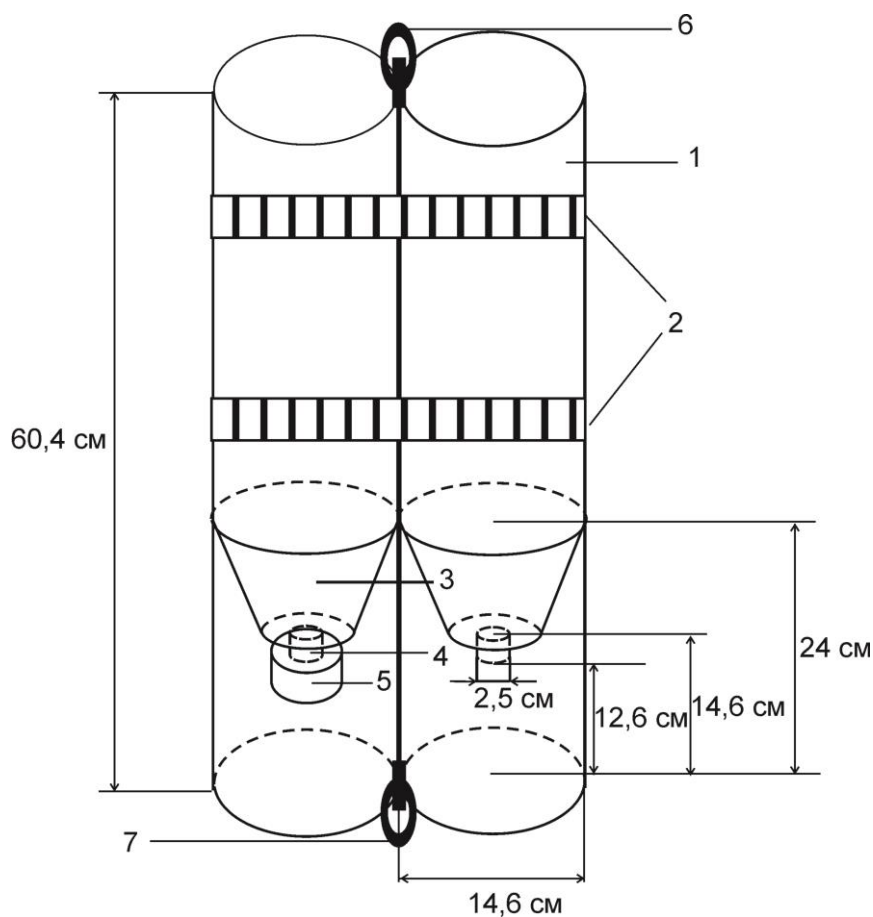


Рис. 5. Схема конструкции седиментационной ловушки: 1 – винипластиковый цилиндр; 2 – соединительный хомут; 3 – конус; 4 – патрубок; 5 – пластиковый контейнер; 6 – скоба для крепления поплавкового троса; 7 – скоба для крепления груза.

Высота цилиндров 604 мм, внутренний диаметр 146 мм. В районе нижнего основания вмонтирован конус с патрубком в центре. Внешняя сторона патрубка имеет резьбу, к которой крепиться контейнер для сбора осадочного материала (ёмкость контейнера может составлять от 100 до 500 мл). Данная конструкция способствует накоплению осадочного вещества в специальных контейнерах и препятствует обратному выходу терригенных частиц из установленной ёмкости.

Ловушка крепится за металлическую скобу у верхнего основания капроновым фалом к системе наплывов (кухтелей). К нижнему основанию виниловых цилиндров за металлическую скобу крепится утяжеляющий груз, препятствующий подводному дрейфу ловушки. Полученная конструкция присоединяется капроновым фалом к стационарному бую, который имеет вид постоянно действующей платформы, удерживающийся на определенной точке за счет «мертвого якоря» (рис. 6).

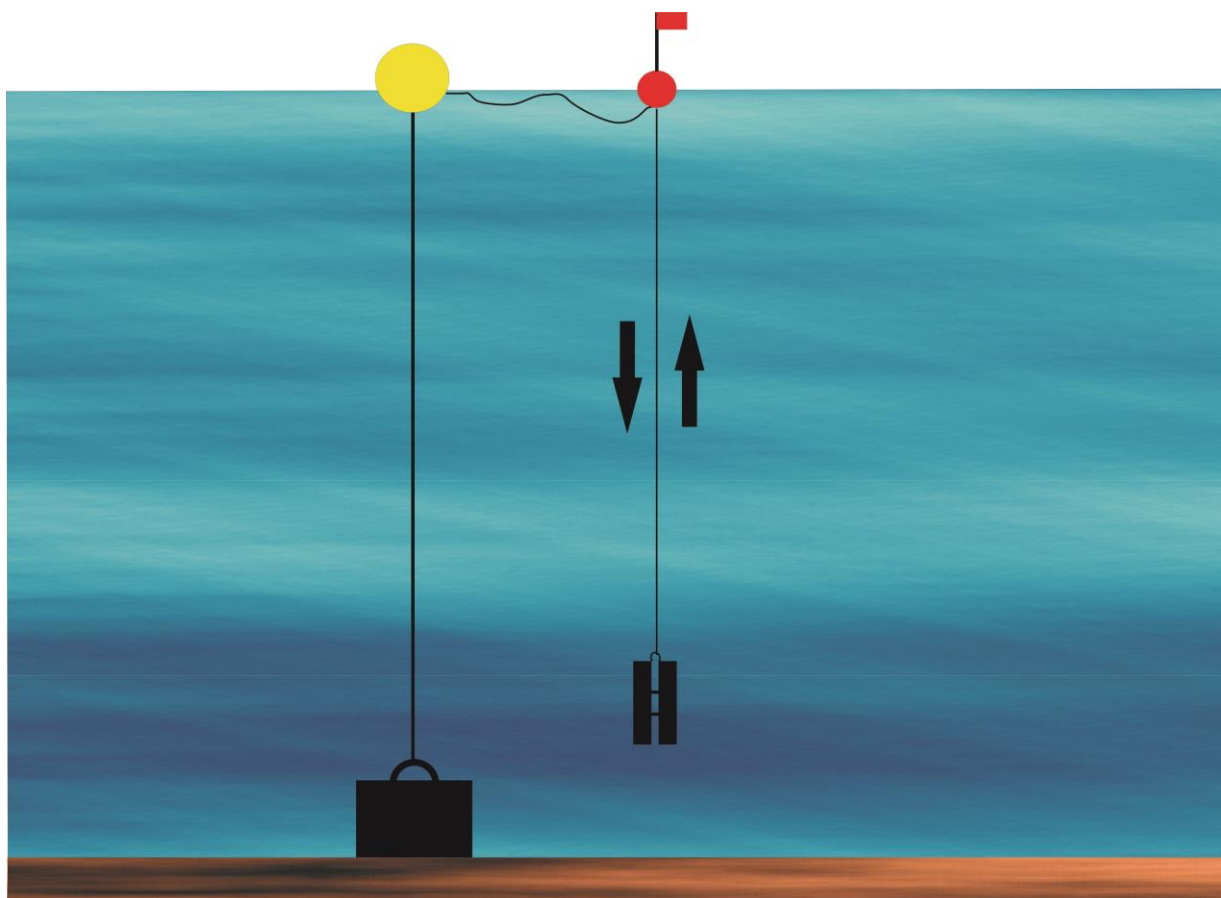


Рис. 6. Схема постановки седиментационной ловушки.

После постановки всей системы через заданный интервал времени производился подъём ловушки для снятия пластикового контейнера с пробами взвеси и заправки нового контейнера, после чего ловушку вновь отправляли на заданную глубину.

Пробу из контейнера подвергали фильтрации через фильтр (с ячейками пор в 0.45 мкм), высушивали при комнатной температуре и взвешивали на весах (точность 0.001 г). Сухую навеску для выделения в ней терригенной составляющей подвергали прокаливанию в муфельной печи в течение 4-х ч. при температуре 450 °С. В дальнейшем доведенная до комнатной температуры навеска вновь взвешивалась, тем самым устанавливали в ней соотношение органического и минерального вещества.

В основе расчетов скорости поступления осадочного материала во фьорд положены данные, получены на трех стационарных точках (рис. 7). Материалы со станции №1, 2 получены в экспедициях ММБИ КНЦ РАН 2003 г. (Тарасов, 2004), со станции №3 – в 2013–2014 гг. (Тарасов, 2013; Мещеряков и др., 2014).

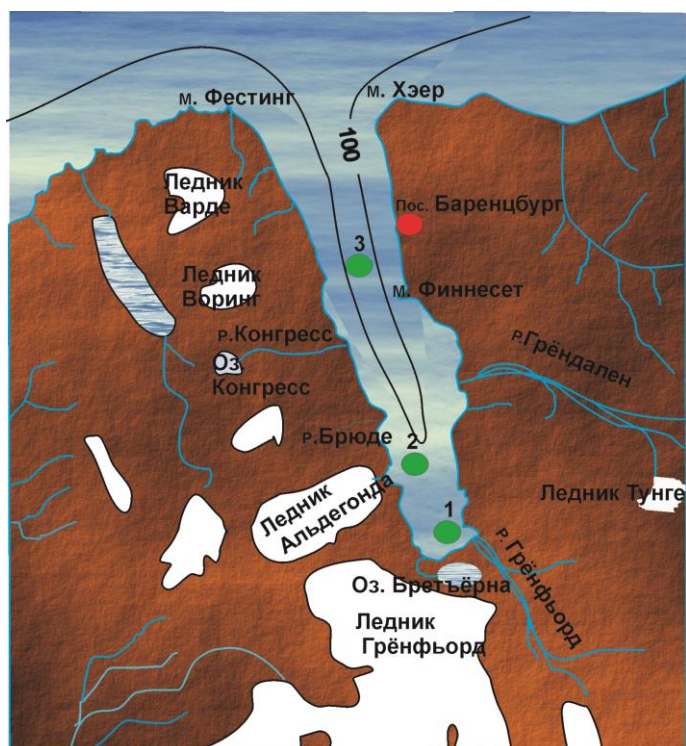


Рис. 7. Схема расположения седиментационных станций.

При выборе локализации наблюдательного полигона учитывались, прежде всего: конфигурация и батиметрические особенности залива, местные условия, расстояние до выводных ледников и устьев рек.

2.2 Отбор проб керна берегового ледового припая

С целью получения данных о терригенном материале в береговом припае использовали метод бурения с получением ледового керна. Для этого применяли цилиндрический ледовый мотобур (рис. 8). Внутренний радиус цилиндра – 50 мм.

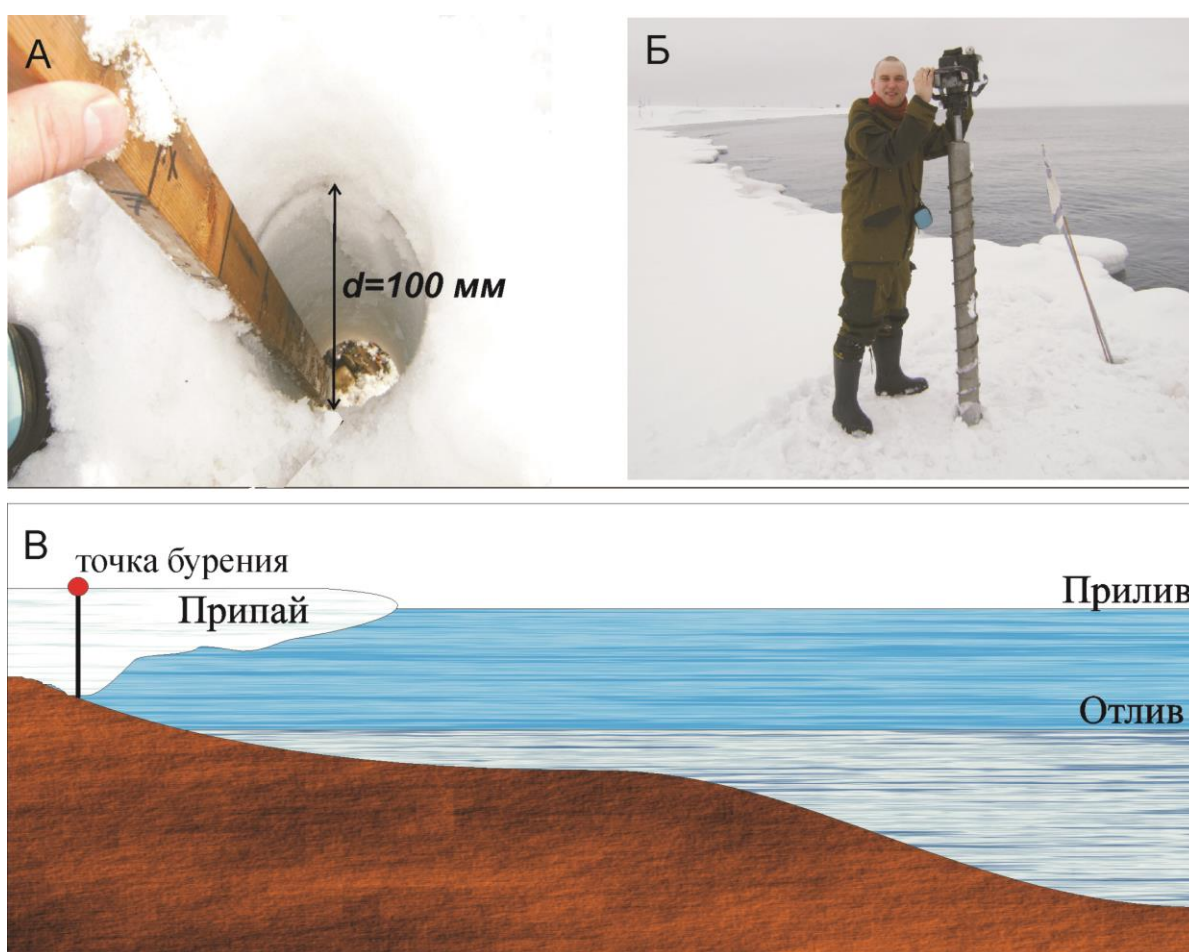


Рис. 8. Схема отбора ледового керна с берегового припая: А – точка отбора ледяного керна; Б – мотобур; В – типичный профиль аккумулятивного берега с ледяным припаем.

Отбор проб осуществляли в период отлива, при этом припай пробуривали насквозь. Полученный керн упаковывали в специальный пластиковый контейнер, и доставлялся на биогеостанцию ММБИ КНЦ РАН в

пос. Баренцбург. В дальнейшем определяли объемную массу керна и гранулометрический состав содержащихся в нём терригенных включений. Две пробы были отобраны в районе восточного побережья от биогеостанции ММБИ КНЦ РАН до мыса Финнесет и одна проба в устьевой зоне реки Грёндален.

2.3. Отбор колонок донных отложений на литорали

Для изучения условий осадконакопления проводили отбор колонок осадков с помощью ударного бурения в трёх точках: А – район бухты Ларвика, Б – восточнее крупнейшей надводной косы устьевой зоны реки Грёндален, В – кутовая часть залива Грён-фьорд (рис. 9).



Рис. 9. Точки отбора колонок донных отложений: 1- бухта Ларвика; 2- авандельта реки Грёндален; 3- кутовая часть залива (устьевая зона реки Грёнфьорд).

При ударном бурении использовали: металлический цилиндр диаметром 100мм, кувалда, полипропиленовый фал, домкрат (рис. 11). Отбор проб осуществляли в период отлива.



Рис. 11. Рабочие моменты отбора проб отложений на литорали: А – бухта Ларвика; Б – устьевая зона реки Грёндален; В – кут залива Грён-фьорд.

Колонки подвергали литологическому описанию и гранулометрическому анализу, рассчитывали коэффициенты сортировки (S_o), асимметрии (S_k), однородности (S_u).

2.4. Отбор проб донных отложений

В ходе работ отобрано 34 пробы донных отложений, масса пробы – приблизительно 200 г. Пробу запаивали в отдельный пакет, доставляли на биогеостанцию ММБИ и подвергали гранулометрическому анализу. Обработку проб грунта проводили по стандартной методике. При выборе точек отбора учитывали батиметрические особенности залива, расстояние до

выводных ледников, близость к устьевым зонам рек, рельеф местности. Всего выполнено восемь разрезов, из которых три – во внутренней части залива перпендикулярно берегу (I – по траверзу реки Грёндален, II – по траверзу реки Альдегонда, III – в кутовой части между рекой Грёнфьорд и ручьём Бретъёрна в пределах изобаты 50 м), один продольный разрез по оси залива (IV – от кутовой части за пределами изобаты 50 м до устья залива Грён-фьорд) и четыре на литорали во внешней части залива Грён-фьорд (V – в районе мыса Хеэр, VI – в районе биогеостанции ММБИ в п. Баренцбург, VII – в районе м. Кокеренисет, VIII – в районе ручья Тревбеккен) (рис. 11).



Рис.11. Карта – схема расположение разрезов: 1) по траверзу рек с борта лодки «Zodiac mark-3»; 2) по оси залива с борта НИС «Дальние Зеленцы»; 3) на литорали.

Орудие отбора донных отложений на разрезах I–III озёрный дночерпатель Петерсена (рис. 12), на разрезе IV – дночерпатель ван Вина.

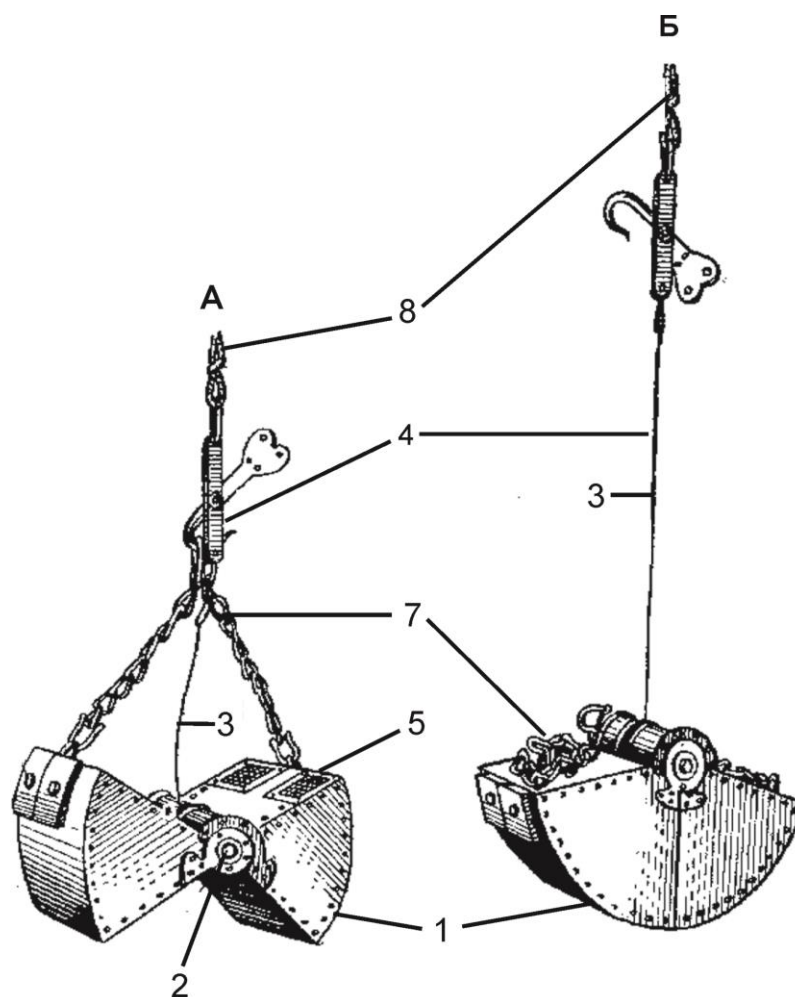


Рис. 12. Ковшовый дночерпатель Петерсена: А – открытый; Б – закрытый. 1 – ковши, 2 – ось, 3 – замыкающий трос, 4 – замыкающее приспособление, 5 – окна, 6 – чугунный груз, 7 – цепь, 8 – рабочий трос.

2.5. Океанологические исследования и определение мутности поверхностного слоя воды

При океанографическом описании залива Грён-фьорд использованы результаты экспедиционных работ ММБИ КНЦ РАН и ААНИИ на архипелаге Шпицберген (Моисеев, Ионов, 2006; Третьяков и др., 2007; Моисеев, Громов, 2009; Павлов и др., 2010б). Помимо этого нами

проводились измерения термохалинной составляющей в заливе (рис. 13) зондом «CTD-48M» (Sea&Sun Technology Германия) (Мещеряков и др. 2014).

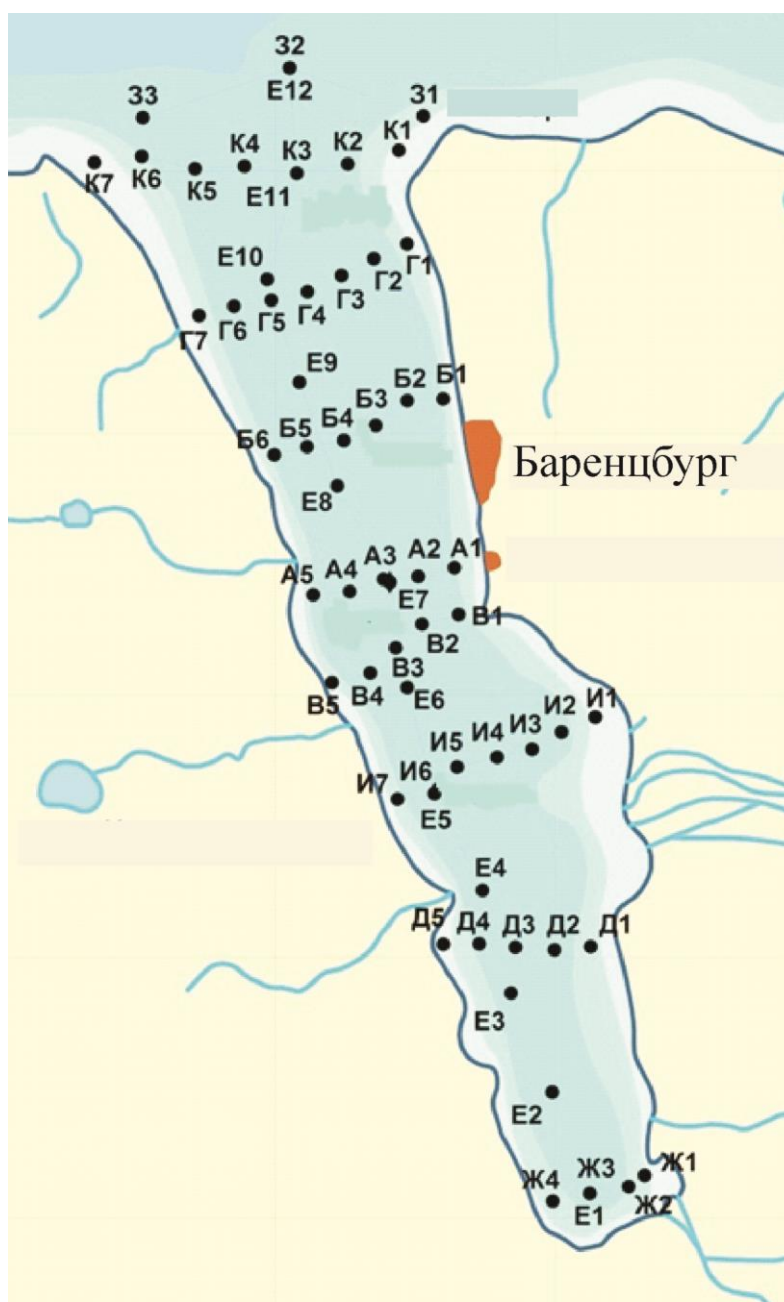


Рис. 13. Расположение океанологических станций в заливе Грэн-фьорд.

Определение мутности нулевого слоя осуществляли путем отбора воды в специальные ёмкости (около 1.5–2 л) с поверхности залива. Далее проба подвергалась фильтрации через предварительно взвешенный бумажный фильтр с ячейками пор 0.45 мкм. Оставшийся на фильтре осадок высушивали

до постоянной массы и взвешивали с вычитанием из него масса бумажного фильтра. Полученный результат сопоставляли с объемом воды в пробе, определяя содержание взвеси в миллиграммах на 1 литр.

2.6. Эхолотная съёмка рельефа дна

С целью изучения геоморфологических особенностей рельефа дна была проведена эхолотная съёмка. Полученные результаты обрабатывали с помощью программы «Surfer-11». Для графического изображения рельефа дна использовали минимальный уровень воды, при минимальном отливе. По полученным данным была построена батиметрическая схема устьевой зоны р. Грендален и прилегающей к ней акватории залива Грэн-фьорд (рис. 14). Для построения батиметрической схемы выполнили 11 галсов, расстояние между которыми 180 м (рис.14б). На каждый галс приходилось 9–10 контрольных точек, на которых измерялась глубина. В общей сложности были выполнены замеры глубин на 104 контрольных точках. Количество контрольных точек на каждом галсе и расстояние между ними выбирались в зависимости от геоморфологических особенностей дна.

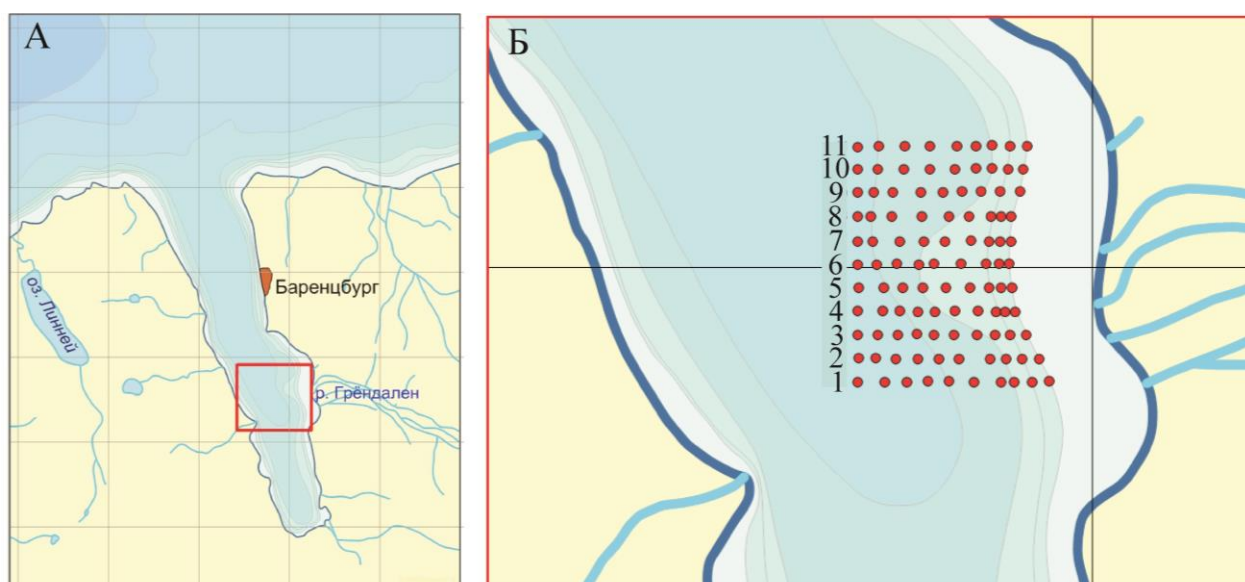


Рис. 14. Эхолотная съёмка в устьевой зоне реки Грэндален: А- сектор работ; Б- галсы и точки промеров.

2.7. Разделение терригенного материала на фракции

Работы проводилось на шпильбергенской биогеостанции ММБИ в пос. Баренцбург. Для разделения осадочного вещества на фракции «в сухую» использовали набор сит: >2; 2–1.5; 1.5–1; 1–0.5; 0.5–0.25; 0.25–0.1; 0.1–0.05; <0.05 мм. Полученные данные интерпретированы в следующей схеме (табл. 1).

Таблица 1

Классификация обломочных пород по размеру частиц

Размер частиц, мм	Наименование	Размер частиц, мм	Наименование
>1000	Глыбы	2.5-1	Мелкий гравий
1000-500	Крупные валуны	1-0.5	Крупный песок
500-250	Средние валуны	0.5-0.25	Средний песок
250-100	Мелкие валуны	0.25-0.1	Мелкий песок
100-50	Крупная галька	0.1-0.05	Крупный алеврит
50-25	Средняя галька	0.05-0.025	Средний алеврит
25-10	Мелкая галька	0.025-0.01	Мелкий алеврит
10-5	Крупный гравий	0.01-0.001	Крупный пелит
5-2.5	Средний гравий	<0.001	Мелкий пелит

При большой доле алеврито-пелитовых (глиняных) частиц обработка проб проводили в соответствии с методикой В. П. Петелина (1967), усовершенствованной И. А. Андреевой и Н. Н. Лапиной (1998). Навеску высушивали до постоянной массы, затем взвешивали. Далее навеску замачивали на 24 ч. в воде. По истечению этого срока пробу подвергали дезагрегации алеврито-пелитовых частиц в течение 12 мин. После дезагрегации пробу отмывали на сите с диаметром ячеек менее 0.05 мм. Оставшийся на сите материал вновь высушивали до постоянного сухого веса, взвешивали и подвергали рассеиванию на полном комплекте сит «в сухую». Таким образом, разница в массе до и после отмывания пробы на сите с

диаметром ячеек менее 0.05 мм, являлась массой алеврито-пелитовых частиц (за исключением крупного алеврита).

ГЛАВА 3. ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗАЛИВА

Грэн-фьорд – юго–западный рукав залива Ис-фьорд, он расположен в западной части архипелага. В силу географического положения залив является значимой энергоактивной зоной (Larpo et al., 1990). Вода в Грэн-фьорде относительно прозрачна, исключение – илистые мелководья и устьевые зоны впадающих в залив рек. Наиболее замутнена южная часть залива, особенно в тёплый сезон. Цвет воды в заливе меняется в зависимости от времени года. Так летом преобладает зеленоватый оттенок, который резко отличается от синих атлантических вод, зимой вода залива приобретает голубоватый оттенок. Глубинные воды залива могут формироваться вдали от прибрежной шельфовой зоны архипелага Шпицберген (Quadfasel, Meincke, 1987).

3.1. Морфометрия бассейна

Залив граничит с Ис-фьордом по траверзу мысов Хеэр и Фестинген. Его протяженность равна 16.3 км, а ширина меняется в зависимости от конфигурации береговой линии. Так, в пределах, отмеченных на схеме поперечных профилей А–Г ширина залива составляет 2.0, 2.6, 2.4, 4.2 км соответственно (рис. 15). При этом наибольшая ширина Грэн-фьорда равна 6.4 км и наблюдается в устье залива. Площадь водного зеркала равна 51.5 км², депрессии дна залива – 54.2 км². Объем водной массы около 4075 км³. Батиметрический продольный профиль изменяется от кутовой части залива до его устья. Прослеживается увеличение глубины с юга на север до 170 м (траверз мысов Фестинген и Хеэр). От кута до бухты Варминг для прибрежных частей залива характерно мелководье шириной до 150 м, отделенное от подводного плато (глубиной порядка 80 м) уступом высотой 10–15 м. На траверзе мыса Финнесет глубина составляет 140 м.

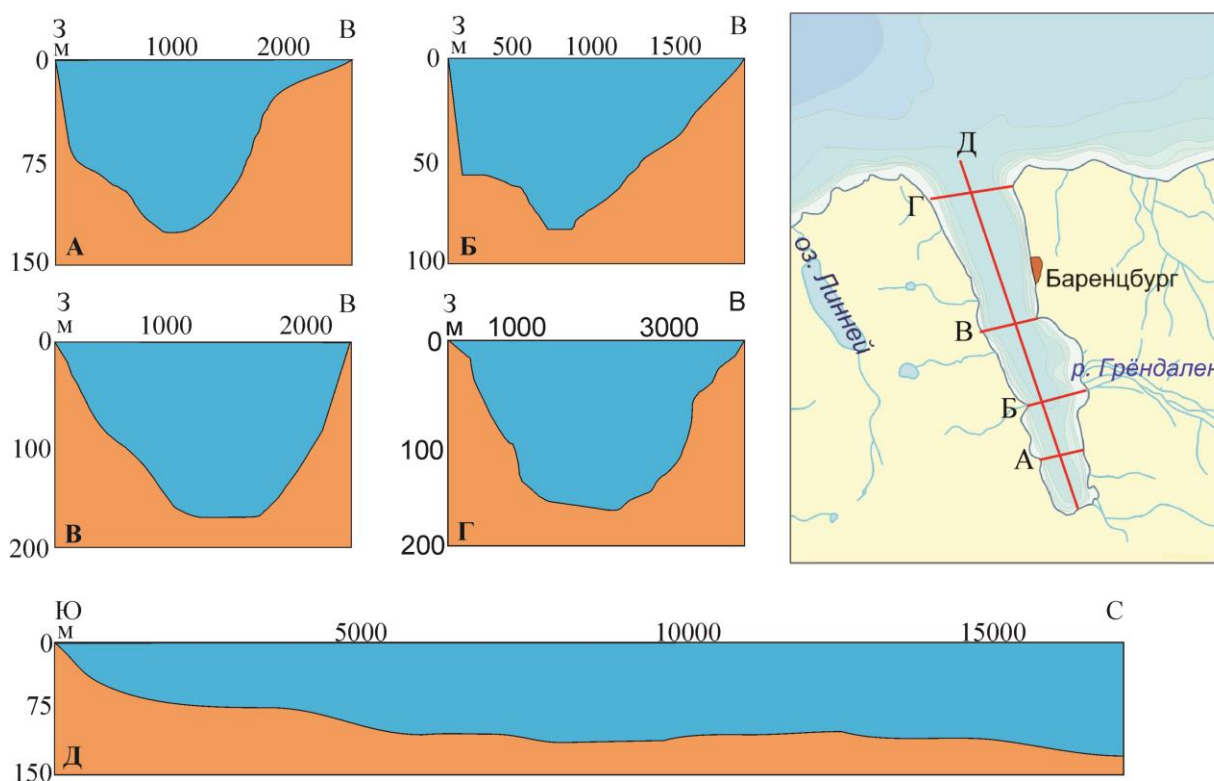


Рисунок 15. Батиметрические профили залива Грэн-фьорд.

В рельефе дна отмечаются два блюдцеобразных желоба с глубинами 145 и 137 м, разделенные ригелем, вершина которого расположена на глубине 125 м.

3.2. Водные массы

Гидрологические процессы в акватории залива Грэн-фьорд носят сложный характер. Структура водной массы Грэн-фьорда определяется влиянием ряда факторов: мощными постоянными течениями, приливно-отливными течениями, впадением в залив водотоков. В результате взаимодействия этих факторов формируются различные типы водных масс, которые отличаются по своей термохалинной структуре. В бассейне выделяют: арктические, атлантические, промежуточные, поверхностные, трансформированные атлантические, зимние и местные водные массы (Weslawski et al., 1991; Svendsen et al., 2002; Моисеев, Ионов, 2006; Прямикова и др. 2008; Иванов, Журавский, 2010). Поверхностные и промежуточные

воды наиболее распреснены (32.5–33.25 ‰). Ниже этих вод располагаются трансформированные атлантические воды (34.7 ‰). Их подстилают локальные воды с соленостью более 34.7 ‰. Зимние водные массы отличаются наибольшей соленостью (35 ‰). Однако данная картина распределения вод может подвергаться изменениям в зависимости от климатических условий. Результаты многочисленных экспедиционных океанологических исследований, проведенных ММБИ КНЦ РАН в заливе Грэн-фьорд (2001, 2003, 2008, 2014), опубликованы в работах (Моисеев, Ионов, 2006; Моисеев, Громов, 2009; Мещеряков и др., 2014).

3.2.1. Приливы и отливы

Режим приливов в заливе Грэн-фьорд неправильный полусуточный. Приливное течение направлено с севера на юг и проходит вдоль западного берега залива, а отливное – вдоль восточного с юга на север. В течение суток наблюдаются две полные и две малые воды. Максимально возможная величина приливов при сизигии достигает порядка 2.0 м, минимальная величина –0.1 м. При квадратурных приливах и отливах величина приливов в среднем варьирует от 1.4 до 0.6 м. На приливно-отливные изменения уровня моря существенное влияние оказывает ветровое воздействие, а также периодические штормовые явления.

3.2.2. Пространственное распределение температуры и солености

Распределение температуры на поверхности и в глубинных слоях воды имеет сезонную изменчивость и обусловлено главным образом взаимодействием поверхностного слоя воды с атмосферой. Во все сезоны года распределение температуры на поверхности неоднородно. Под влиянием Западно-Шпицбергенского и Зюйдкапкского течений температура поверхностного слоя повышается с юга на север (Танцюра, 1959), однако следует отметить и обратную тенденцию – увеличение температуры от кутовой части к устью залива (с севера на юг) в зимний период 2014 г.

(Мещеряков и др., 2014). Периодически с увеличением глубины температурные контрасты слоёв сглаживаются. Соленость водных толщ залива Грён-фьорд приурочена ко времени года и в большей мере зависит от преобладающих в регионе течений, водообмена с Ис-фьордом, величин речного стока, количества осадков, ледообразования, а также от процессов перемешивания. Южная часть залива подвергается большему распреснению за счет обилия впадающих рек и ручьев. Годовой баланс солености характеризуется минимумом значений летом. Наиболее ярко выражены сезонные колебания солености в устьях рек и мелководьях.

3.2.3. Сезонная и межгодовая изменчивость термохалинной структуры залива Грён-фьорд

В течение года минимум температуры и солености поверхностного слоя воды прослеживается в феврале, максимум в конце июля - августе. Температура колеблется от -1.8 до 7.5 °С, соленость от 4 до 36 ‰ в зависимости от района залива (рис. 16).

В летнее время распределение температуры водной толщи наиболее неоднородно. Летом температура воды верхнего слоя на акватории залива изменяется в пределах $5.5-7.5$ °С (Моисеев, Громов, 2009; Мещеряков и др., 2014). В вертикальном распределении температуры выделяется верхний более теплый слой воды мощностью от 0.3 до 5 м. С глубиной прослеживается плавное монотонное снижение температуры, и ближе ко дну она может достигать значений $1-4.5$ °С. Соленость водной толщи залива в летний период изменяется от 4 до 35.0 ‰ и более (Прямиков и др., 2008). Минимальные значения солености характерны для районов впадения в залив крупных водотоков водосбора, максимальные – для локальных водных масс, дислоцированных ближе ко дну. С конца осени до середины весны включительно температура водной толщи залива наименее контрастна. Она может изменяться в пределах от -1.8 до 2 °С (Иванов и др., 2010; Мещеряков

и др., 2014). В зимнее время соленость воды в заливе увеличивается и может меняться в диапазоне от 33 до 36 ‰.

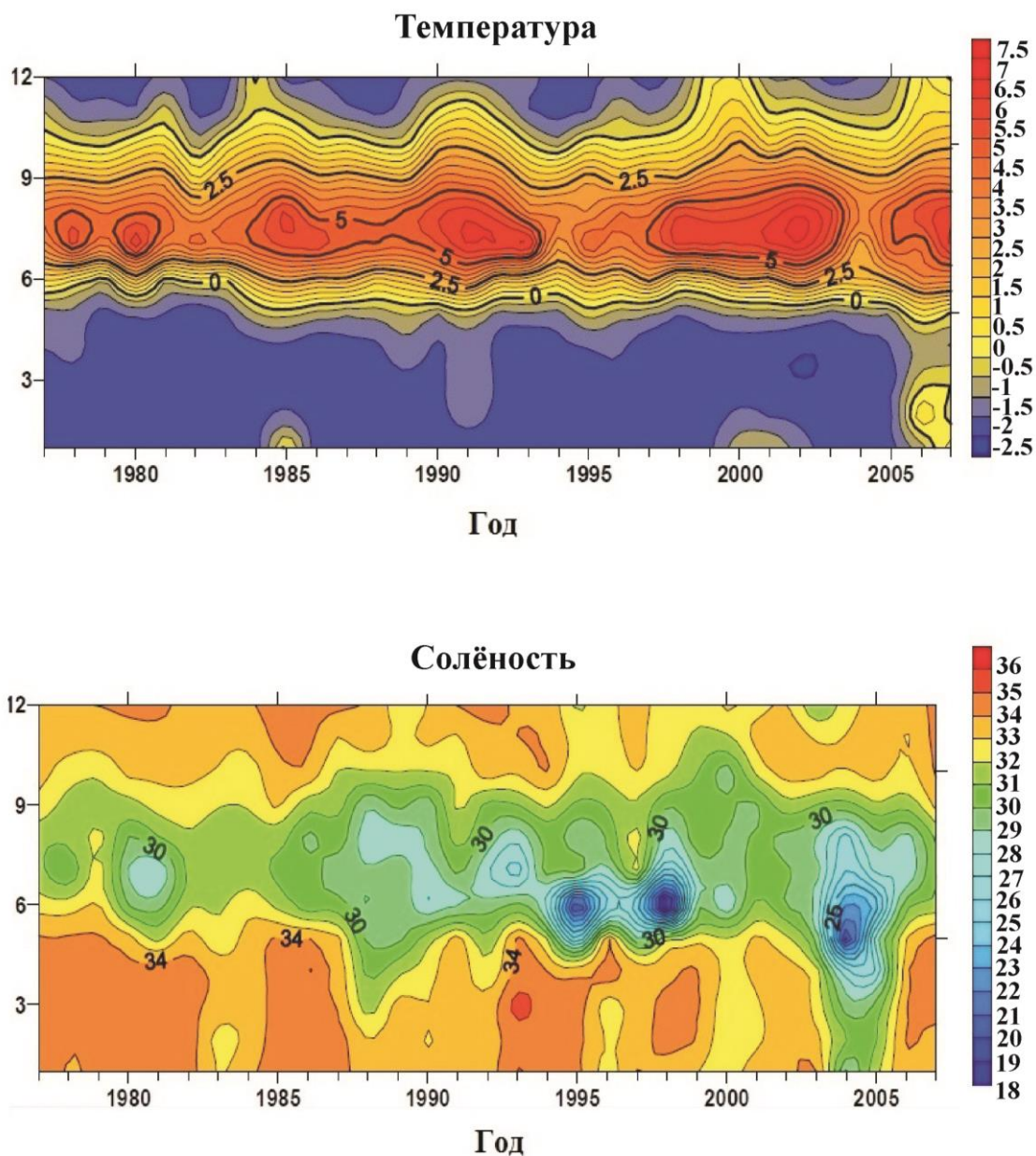


Рис. 16. Многолетняя изменчивость среднемесячных значений температуры и солёности поверхностного слоя воды в заливе Грэн-фьорд (Иванов, Журавский, 2010).

По результатам статистической оценки изменчивости океанографических характеристик зафиксировано понижение солёности и повышение температуры поверхностного слоя воды в заливе Грэн-фьорд в конце XX – начале XXI веков (Иванов, Журавский, 2010; Иванов и др., 2012).

Подобные потепления (более 1 °С) значительно превышают предыдущих максимумов, зарегистрированных в прошлом столетии. Эти результаты последовательны и сопоставимы с интенсификацией и потеплением ядра Западно-Шпицбергенского течения, наблюдаемым в последнее время (Павлов и др., 2010).

3.3. Ледовые условия

Определяющим фактором ледообразования в заливе Грэн-фьорд является влияние теплого Западно-Шпицбергенского течения (Nilsen et al., 2008), а также помимо этого существенное воздействие на ледовые условия оказывает температурный режим атмосферы, количество осадков, особенности розы ветров.

Начало формирования льда в заливе Грэн-фьорд сильно отличается от года к году, однако можно сказать, что устойчивое формирование припая приходится на вторую половину декабря и январь включительно. Ледяной покров развивается от верховья залива до мыса Финнесет преимущественно в марте–апреле и обычно держится до конца весны (середины мая). Толщина льда не превышает 60 см (Иванов и др., 2010; Тарасов, 2010). Бывают годы, когда ледовые условия могут не соответствовать данному описанию. Периодически залив Грэн-фьорд полностью покрывается ледяным покровом. Помимо этого известны случаи, когда в течение года припай и ледяной покров не формировались совсем (Анциферова и др., 2014). На становление и рост припая огромное влияние оказывает адвекция атлантических вод в залив (Nilsen et al., 2008).

По результатам исследований (Семенов и др., 2002; Иванов, Журавский, 2010; Павлов и др., 2010а; Иванов и др., 2012; Анциферова и др., 2014) в заливе Грэн-фьорд в настоящее время прослеживается смягчение ледовой обстановки. Основные изменения произошли в конце XX – начале XXI веков. Температура устойчивого перехода воды через 0 °С осенью наблюдается на 52 сут. позже, устойчивый переход воды через 0 °С весной –

на 22 сут. раньше установленной даты. Дата первого ледообразования и становления устойчивого припая сдвинулись на 37 и 41 сут. соответственно. Период времени со льдом в ледовый период уменьшился на 85 сут. Количество дней с отрицательными температурами воды и покрытия залива льдом сократилось на 2 мес.

Периодически в течение всего года в акватории Грэн-фьорда можно встретить как однолетние, так и многолетние плавучие льдины (Тарасов, 2010), занесённые сюда южным прибрежным Шпицбергенским течением. При штормовом волнении в заливе привнесённый лёд свободно перемещается на пологий берег, при этом становясь частью местного берегового припая (Тарасов, Мещеряков, 2015).

ГЛАВА 4. ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СТРОЕНИЕ, МОБИЛИЗАЦИЯ И ПЕРЕНОС ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА

Общие закономерности геолого-геоморфологического строения и история развития береговой зоны к настоящему времени хорошо изучены (Gripp, Todtman, 1926; Леонтьев, 1955; Семевский, 1967; Лаврушин, 1969; Троицкий, 1971, Матишов, 1978; Троицкий, Ходаков, 1983; Тарасов и др., 2000; Тарасов, Кокин, 2007, Кокин, 2010; Forwick, Vorren, 2011; Шарин и др., 2012а; 2014б; Шарин, Лазарева, 2016 и др.).

4.1. Геолого-геоморфологическое строение берегов

Архипелаг Шпицберген имеет блоково-разломное строение и является сводом окраинно-шельфового поднятия северо-западной части Баренцево-Карской платформы (Павлидис и др., 1998; Шипилов и др., 2006). В основном блоки ориентированы субмеридионально, присутствуют дизъюнктивные нарушения диагонального и субширотного простираний. В силу близости к самому молодому звену спрединговой системы Северной Атлантики – хребту Книповича (спрединг 0.7 см/год), (Матишов, 1984; De Mets et al., 1990; Crane et al., 1995, Шипилов и др. 2007), для региона характерна сейсмическая активность, возможны землетрясения (Chan, Mitchell, 1985; Асминг и др., 2005; Баранов, Виноградов, 2014). В целом геологическое строение архипелага Шпицберген представлено в основном метаморфическими породами докембрия и нижнего палеозоя, а также осадочными породами верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Большие территории архипелага покрыты четвертичными отложениями различного генезиса.

Грэн-фьорд располагается в граничной зоне разломов между грабенообразным прогибом на востоке и восточным крылом антиклинория Кросс-фьорда на западе. Берега Грэн-фьорда сложены осадочными породами преимущественно терригенного состава: песчаниками, алевритами и

аргиллитами, нередко углистыми. Кремнистые породы распространены в меньшей степени. Породы слабо метаморфизированы и дислоцированы. В известной мере депрессия залива, имеющая тектоническую природу, разделяет складчатый пояс, образованный древними кристаллическими породами фундамента и осадочными породами мезозоя (мел, юра) на западном берегу, и горизонтально слоистыми породами кайнозойского пояса на восточном (Тарасов, 2002; Шарин, 2010). Залив занимает U-образную троговую долину. Берега террасированы, и каждая терраса приурочена к определенному положению уровня моря во времени. Структурное положение бортов не однородно, в результате чего прослеживается асимметрия в строении залива. Борта залива имеют более или менее ровную поверхность, крутизна достигает 60-70 град. (Тарасов и др., 2003).

В заливе Грэн-фьорд выделяется две, отличающиеся по геоморфологическому строению области – внутренняя и внешняя, граница между которыми проходит по линии, вероятно, тектонического происхождения соединяющей мыс Ларвика и устье реки Брюде. Внутренняя область приурочена к южной части залива простирается от кута до траверза мысов Ларвика и Сандфьорднесет. Она представляет собой прибрежное мелководье шириной менее 150 м и подводное плато, отделённое от мелководья чётким уступом высотой 10-15 м. (Митяев и др. 2005). Внешняя область включает северную часть залива от вышеупомянутых мысов Ларвика и Сандфьорднесет до траверза мысов Хеэр и Фестинген. Прибрежное мелководье максимально развито в основном на восточном берегу, в дельте реки Грёндален (400-500м), на западном берегу оно не превышает 100 м.

4.1.1. Морфология береговой зоны

Береговая линия, общая длина которой составляет 39.6 км (Мещеряков, 2012б), относительно прямолинейная. Однако наличие небольших бухт, мысов и устьевых участков, впадающих ручьёв несколько изменяет общий контур береговой линии. Извилистость береговой линии составляет 1.1–1.2

км/км. Исключение составляет устьевая зона реки Грёндален, где извилистость достигает 1.3 км/км (Митяев и др., 2005).

Береговая зона залива Грён-фьорд представлена в основном абразионными и в меньшей степени аккумулятивными берегами. Для абразионных берегов характерно наличие активных клифов высотой до 10 м, а также бенчей. Аккумулятивные берега залива Грён-фьорд приурочены в первую очередь к речным и ледниковым долинам. В результате снижения волнового воздействия и регулярного поступления терригенного материала на мелководных участках прослеживается динамичное приустьевое осадконакопление. На данных участках транспортные возможности волнения значительно уступают объёму поступающего терригенного материала. Здесь преобладает поперечный поток наносов в сторону берега. Конусы выноса залива по особенностям образования можно разделить на две группы: 1 – дельты рек относительно крупных долин; 2 – мысы, приуроченные к подножию горных склонов.

4.1.2. Дельты рек и ручьёв

На восточном берегу, в районе впадения реки Грёндален, простирается обширная устьевая зона. Здесь располагается крупнейшая бухта залива, которая включает в себя две более мелкие бухты – Ларвика и Варминг. Бухта приурочена к затопленной морем устьевой части долины. Она представлена обширным мелководьем, простирающимся в виде слабонаклонной подводной террасы (рис.17). Сама бухта расчленена на две части многорукавной, задернованной дельтой реки Грёндален, с далеко вдающейся в залив авандельтой.

Дельта и авандельта реки разделены между собой положительными формами рельефа дна – косами. Косы расположены линейно за литоральной зоной, параллельно береговой линии. Они имеют продолговато-изогнутую форму, с крыльями обращёнными в сторону берега. Размеры их разные – от 20 до 40 м, косы отделены друг от друга «проливами» шириной до 30 м.

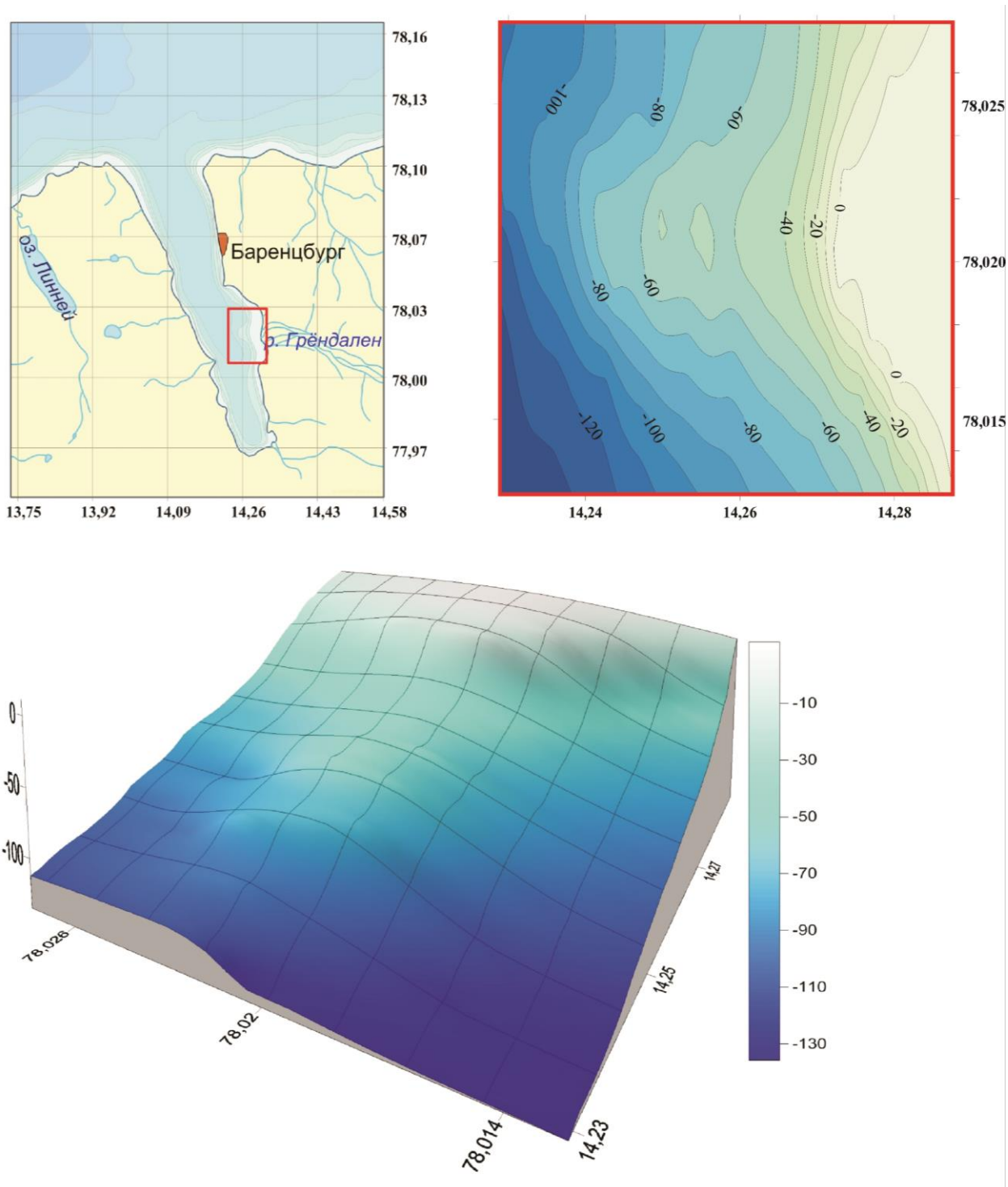


Рис. 17. Карта-схема мелководья устьевой зоны реки Грендален.

Песчаные косы возвышаются над уровнем максимальной воды на 1–2 м, а некоторые из них во время сизигийного прилива покрываются водой. В поперечном профиле они имеют ассиметричное строение – склон, обращенный к морю, более пологий, чем в сторону берега. Данные

образования сложены отложениями, в гранулометрическом составе которых преимущественно преобладают грубозернистые фракции (песчано-гравийно-галечной размерности).

В кутовой части залива выделяется устьевая зона реки Грэнфьорд. Здесь сформировалась гравийно-алевритовая дельта, которая незначительно вдаётся в залив и ограничена от него гравийно-галечными наносами (косами), которые характеризуются симметричностью профиля. Эти наносы, ориентированы параллельно берегу и имеют продолговатую, овалообразную форму. Данные формы рельефа простираются с запада на восток на расстояние до 100 м, при этом их ширина может достигать 25–30 м, высота не превышает 1.5 м. Во время квадратурных приливов за косами со стороны берега образуется лагуна. При сизигии косы покрываются водой полностью. Дельту реки Грэнфьорд следует интерпретировать как дельту выполнения, её поверхность лишена растительности, что обуславливается относительно молодым возрастом формирования.

Дельта ручья Бретъёрна представляет собой незначительно вдающуюся в залив часть зандровой равнины, ограниченную береговым баром (дельта исполнения). Конус выноса сложен флювиогляциальными отложениями накопившимися в результате размыва моренного комплекса ледника Грэнфьорд.

На западном побережье аккумуляция происходит в устьевой зоне рек Конгресс, Брюде, Альдегонда. Для рек Конгресс и Брюде характерны далеко вдающиеся в залив клювовидные дельты (мыс Минервы и мыс Сандфьорднесет соответственно). Абсолютная высота поверхности конусов выноса рек Конгресс и Брюде не превышает 2 м. Вдоль берега простираются гравийно-галечные валы, ограничивающие выдвинутые дельты рек. Динамичная аккумуляция в районе устьевой зоны реки Альдегонда относительно молодой процесс. Ещё 100 лет назад край ледника Альдегонда располагался у берега залива, и только с его отступлением, начался активный

жидкий сток (Мавлюдов, Кокин, 2008). В результате этого дельта реки имеет небольшие размеры и вдаётся в море лишь на 100 м.

Относительно крупным выдвинутым конусом выноса в регионе является мыс Кокиренесет в устье долины Вастакельва. Для данного формирования характерно наличие двух дельт – старой и молодой. Старая дельта задернована и простирается с запада на восток под наклоном. Она примыкает к морской террасе и далеко вдаётся в залив. Здесь высота старого конуса выноса достигает максимального значения – 6 м, при движении к берегу его высота сокращается до 0.5 м. Конус выноса сложен наклонно-слоистым гравийно-галечно-песчаным материалом. Старая дельта имеет подмываемый ручьём Вастакельва эрозионный уступ. Молодая дельта вложена в старый конус выноса и сложена в основном галечными фракциями. Она ограничена гравийно-галечным валом, в результате этого во время приливов образуются лагуны в которых происходит осаждение тонкодисперсных частиц.

4.1.3. Конусы выноса

Наиболее крупным в заливе является мыс Финнесет. Он простирается с востока на запад у подножия низкогорного массива Грэнфьорд-фьеллет, и в геометрическом плане является симметричным треугольником. Мыс примыкает к уступу низкой террасы и далеко вдаётся в море. Поверхность конуса выноса задернована и наклонена с северо-востока на юго-запад. Северный берег представлен уступом размыва от 0.3 до 10 м. Мощность уступа размыва уменьшается от основания к оконечности мыса. На южном побережье уступы размыва не прослеживаются. Самая высокая часть мыса находится на высоте 17 м. В вершинной части мыса на него налегает современный конус выноса ручья, текущего со склона горного массива Грэнфьорд-фьеллет. Конус выноса имеет слоистую структуру. Поверхностный слой представлен горизонтально-слоистым гравийно-галечно-песчаным материалом мощностью до 0.5 м. Ниже залегает пачка

наклонных пластов сложенных галечно-гравийным материалом мощностью до 5 м, которые внизу сменяются слоями разнозернистого песка. Мыс Финнесет – наиболее старый конус выноса залива Грён-фьорд.

В юго–юго–восточной части залива в настоящее время формируется относительно крупный конус выноса безымянного ручья. Водоток приурочен к горному массиву Геер. Конус выноса сложен гравийно-галечным материалом. Дельта водотока ограничена галечно-песчаным валом, во время приливов здесь образуются лагуны, в которых аккумулируется алевритовый и пелитовый материал.

4.1.4. Рельеф дна залива Грён-фьорд

Котловина залива имеет корытообразную форму. Подводные склоны фьорда относительно крутые (более 8 град.) на севере и более пологие в южной части залива. В субаквальном рельефе южной части залива выделяются подводные террасы и поднятия. В кутовой части, на расстоянии 40 м от береговой линии, глубина не превышает 5 м. До глубины 4–5 м располагается подводная терраса шириной около 35 м, далее следует относительно крутой склон, переходящий в днище фьорда (Тарасов и др., 2003). В прибрежном подводном рельефе юго-западной части залива, между реками Брюде и Альдегонда, на глубине 3–10 м выделяется слабонаклонная площадка (бенч) шириной 150–170 м (Кокин, Мавлюдов, 2009). В 70–350 м от береговой линии на глубине 20 м рельеф подводного склона осложнен несколькими грядами высотой до 5 м, простирающимися параллельно берегу. На расстоянии 400–500 м от берега располагается вал шириной 100–150 м и высотой до 12 м (Мавлюдов, Кокин, 2008). В дальнейшем глубина резко снижается до 50 м, а затем вновь увеличивается. Для восточного побережья южной части залива характерно наличие аллювиально-морской террасы шириной до 800 м, приуроченной к устьевой зоне реки Грэндален. Терраса располагается в пределах 1-метровой изобаты и на западе заканчивается гравийно-песчаными косами (Мещеряков, 2013а). Мористее

глубина увеличивается до 40 м, затем подводный склон становится более пологим. В пределах глубин от 40 до 60 м в рельефе дна выделяется слабонаклонная площадка (уклон 3–4 град.). Её протяжённость с востока на запад составляет 300 м, а с севера на юг 200 м. В центре и ближе к северо-западной бровке в рельефе дна террасы выделяются возвышенности высотой до 10 м. Южнее аллювиально-морской террасы и кос глубины увеличиваются до 65 м. В дальнейшем крутизна склона уменьшается в 2–3 раза. Глубины возрастают равномерно, на каждые 100 м удаления от берега они увеличивается в среднем на 12 м. Так продолжается до максимальной глубины, равной 132 м. Севернее также наблюдается относительное увеличение глубин, но уже до 50 м. Далее подводный склон выполаживается, глубины увеличиваются равномерно (в среднем на каждые 100 м – увеличение глубины составляет 7 м), вплоть до максимальной глубины 112 м по поперечному профилю в данном районе залива (Мещеряков, 2015). Северо-западная прибрежная часть характеризуется обширным мелководьем в пределах 500 м от уреза воды. Глубины здесь не превышают 5 метровую изобату. Далее следует относительно пологий склон, переходящий в днище залива. В северо-восточной прибрежной части залива наблюдается наиболее резкий свал глубин, крутизна склона составляет 30–40 град.

В рельефе дна выделяются две блюдцеобразные впадины, глубиной 145 и 137 м, разделенные ригелем, вершина которого расположена на глубине 125 м.

4.2. Природные процессы мобилизации осадочного вещества

В регионе наблюдается особый режим протекания экзогенных процессов, характерных для перигляциальной обстановки. Основную роль в мобилизации осадочного материала играет дегляционная активность современных ледников, морозное выветривание, гравитационные процессы, солифлюкция, абразия берегов. В дальнейшем транспорт осадков из береговой зоны в бассейн залива осуществляется за счёт речного стока,

ледового разноса, эолового переноса, временных водотоков, переноса водорослями.

4.2.1. Выветривание

Для региона залива Грэн-фьорд характерен постоянно протекающий процесс разрушения и изменения всех горных пород – выветривание. Количество и состав мобилизованного материала в первую очередь зависит от соотношения физического и химического выветривания (Лисицына, 1973). Доля химического выветривания мала (1–3 %) и представлена в основном элювиальным материалом в виде глинозема хлорит- гидрослюдистого состава (Лисицын, 1978). В силу климатических особенностей физическое выветривание в регионе протекает более активно, чем химическое и биохимическое.

Преобладающей формой физического выветривания является морозное выветривание (морозное растрескивание и морозное расклинивание). Попавшая в трещины и капилляры вода, при замерзании, расширяется, оказывая существенное эрозионное воздействие на породу. При этом поверхностная корка коренных горных пород подвергается растрескиванию. Фрагменты породы, при морозном выветривании теряют свою монолитность и разделяются на отдельные осколки, испытывая на себе грубое и тонкое дробление (Суходровский, 1962б). При грубом дроблении проявляется глубокое растрескивание пород, с их распадением на глыбы и щебень. При тонком дроблении разрушается поверхностный слой пород, сопровождающийся отделением тонкодисперсного материала (мельчайших пылеватых и глинистых частиц). Морозное выветривание в десятки раз ускоряет разрушение коренных и осадочных пород и их слоев на водосборе залива Грэн-фьорд. Наибольшая интенсивность этого явления в регионе прослеживается весной и осенью, при частых переходах температуры воздуха через 0 °С.

4.2.2. Процессы абразии

Абразионный процесс является важным источником мобилизации и дальнейшего поступления осадочного материала в бассейн. В настоящее время имеется ряд публикаций, характеризующий роль и динамику абразионного процесса в седиментогенезе в районе высоких широт (Леонтьев, 1961; Зенкович, 1962; Лонгинов, 1963; Есин и др., 1980; Митяев, Герасимова, 2010).

Динамика протекания абразионных процессов на побережье залива Грэн-фьорд напрямую зависит от интенсивности волнового воздействия, которая определяется направлением и скоростью ветра. От ветрового режима зависит направление латерального потока тонкообломочного материала, который «бомбардирует» коренные породы, а грубообломочный материал и увеличивает скорость их разрушения. Абразивному воздействию на берега залива Грэн-фьорд способствуют также гравитационные процессы и морозное выветривание. От многократного замерзания и оттаивания происходит расширение и углубление отдельных трещин. Результатом этого является откалывание от массива скал обломков различной величины и попадание терригенного материала в приливную зону. В дальнейшем, разнозернистый материал подвергается абразионному истиранию, под действием волн. Большое количество терригенного материала попадает и перераспределяется в заливе в результате работы моря. Для береговой зоны залива характерны как отвесные абразионные берега, так и относительно пологие пляжи. В заливе Грэн-фьорд существенному абразионному воздействию подвергается его внешняя часть, в то время как для внутренней части залива это воздействие менее выражено.

4.2.3. Водная эрозия

Скудная растительность и наличие вечной мерзлоты во многом определяют динамику эрозионных процессов в регионе. Воздействие химических процессов в водах рек района не является существенным.

Основная причина эрозии – механическое воздействие стока рек на горные породы. Речные долины региона, так или иначе, выработаны в результате эрозионной деятельности флювиогляциальных потоков. Эрозионное воздействие водотока напрямую зависит от его гидродинамики и полноводности. Период времени максимального полноводия рек способствует ускоренному протеканию эрозионных процессов на водосборной площади бассейна залива. Для региона наиболее характерны линейная и плоскостная эрозия. Линейная эрозия протекает там, где поверхностные водотоки локализуются в русла. В зависимости от характера горных пород стекающие по склонам русловые потоки создают различные эрозионные формы. Линейная эрозия приводит к развитию русловой деформации, в результате этого регулярно меняется очертание водотоков (рек Грэндален и Грэнфьорд). Активность эрозионных процессов отражают долгосрочные и краткосрочные изменения количества выносимых в залив осадков. Плоскостная эрозия в регионе протекает за счет смыва и перемещения временными водотоками продуктов выветривания по уклонам поверхности. Ранее роль плоскостного смыва в высоких широтах явно недооценивалась, основным денудационным процессом на арктических склонах считалась солифлюкция. Однако, в результате ряда исследований (Poser, 1932; Митт, 1962) это мнение было опровергнуто. По данным стационарных наблюдений, для региона Шпицбергена характерно преобладание делювиальных над солифлюкционными процессами в результате разреженности растительного покрова (Jahn, 1961). Особенностью протекания делювиальных процессов в районе залива Грэн-фьорд является то, что основным источником вод, стекающих по поверхности склонов, является тающий летом снег, а не осадки, выпадающие в виде дождя.

Плоскостной смыв и количество смываемого материала имеет пространственное различие. Наиболее динамично этот процесс протекает в нижних частях склонов, примыкающих к ледникам и снежникам. В зависимости от характера отложений и наличия на поверхности

растительного покрова делювиальный процесс может быть плоскостным, струйчатым и подповерхностным. Первые два из них протекают на дневной поверхности, а третий – в пустотах между грубыми обломками сезоннооттаивающего слоя (Суходровский, 1962а).

4.2.4. Гравитационные процессы и солифлюкция

Для архипелага Шпицберген в целом характерны движения крупных блоков горных пород или их обломков. Подобные явления можно классифицировать как камнепады и осыпание грунта. Интенсивнее всего эти процессы развиваются на горных обнаженных уступах с относительными высотами от десятков до сотен метров. Камнепады характерны в основном для крутых вершин склонов. Там, где склон более пологий, камнепады сменяются осыпанием. Осыпание грунтов может заключаться как в движении вниз по склону масштабных осыпных шлейфов, так и в скатывании отдельных обломков на различные расстояния.

С октября по май склоны водосбора залива Грэн-фьорд покрыты снегом. В результате воздействия ветров на снежных покрытиях образуется наст. Обломочный материал, отколовшийся от стен скального выхода в результате выветривания и попавший на такую поверхность, способен перемещаться на значительные расстояния за счет скольжения. Наиболее далеко продукты выветривания перемещаются по поверхности ледников в период их дегляциации за счет более чистого и беспрепятственного скольжения. Интенсивнее всего процессы камнепадов и осыпаний грунтов протекают в период оттепелей, при частом переходе температуры через 0 °С.

Движение обломочного материала в районе залива Грэн-фьорд возможно также при снежных лавинах и обвалах. Массив снега, движущийся по склону вниз способен увлекать за собой находящиеся у него на пути продукты выветривания различной размерности. Материал, снесенный со склона, может переноситься на большие расстояния, и может сгружаться даже в подножье. Терригенный материал, распределенный на относительно

пологих частях склона, способен перемещаться вниз под действием плавного сползания. Причина этого явления – потеря опоры в виде грунта для лежащего выше по склону обломочного материала в результате солифлюкционных смещений. Параллельно с этим терригенные обломки распределяются по склону, спускаясь вниз в результате дробления пород на более мелкие частицы.

Вследствие наличия вечной мерзлоты на архипелаге Шпицберген, солифлюкционные процессы распространены повсеместно, окрестности залива Грён-фьорд не являются исключением. Мобилизация осадочного вещества при таких явлениях возможна за счет скольжения протаявших пород по границе раздела мерзлое – талое, а также в результате вязкого (вязкопластичного) течения грунтов по поверхности многолетних мерзлых пород при разжижении деятельного слоя (Лейбман, Кизяков, 2007). Движение грунта происходит в результате воздействия на него силы тяжести и процессов, вызываемых частым переходом температуры через 0 °С (Каплина, Качурин, 1961; Jahn, 1961). Под действием процессов режеляции горизонты грунта при морозном пучении приподнимаются перпендикулярно плоскости склона, при опускании грунтов происходит их некоторое смещение вниз к подножию. Динамика этих процессов зависит от крутизны склона, от характера слагающего грунт материала и степени его увлажненности. Наиболее интенсивное сползание грунтов характерно для конца весны, в период таяния снежников и частого перехода температуры через 0 °С. К середине лета, когда грунт подсыхает и температура воздуха закрепляется выше 0 °С, солифлюкционные процессы в регионе существенно замедляются или прекращаются. Участки, расположенные на пути талых вод ледников и снежников, подвержены солифлюкционным процессам весь период таяния. Наличие сомкнутого растительного покрова в областях, прилегающих к заливу Грён-фьорд, несколько замедляет скорость солифлюкции. Солифлюкционные процессы в районе залива Грён-фьорд распространены на склонах с углами падения от 2 до 35 град., поверхность

которых увлажнена и сложена мелкодисперсным материалом. Даже на пологих склонах, сложенных песчано-глинистыми отложениями с углами падения в 2–3 град., скорость сползания составляет от 1 до 3 см в год (Jahn, 1961). Солифлюкционные процессы не характерны для крутых склонов региона, сложенных грубообломочным материалом. Примером может служить мореный комплекс ледника Грэнфьорд, поверхность которого представлена валунно-галечно-гравийным материалом (Мещеряков, 2012а). Напорный вал, имея относительно крутые склоны, практически не подвержен солифлюкции. Сползание терригенного материала является самостоятельным явлением, вызванным гравитационными процессами.

4.2.5. Перенос грубозернистого материала водорослями

Перенос грубозернистого материала водорослями – распространенное явление для береговой зоны арктических заливов. Роль в процессах мобилизации и транспортировки грубозернистого терригенного материала водорослями в заливе Грэн-фьорд весьма существенна. Признаком присутствия в регионе биогенного транспорта служит наличие на побережье залива большого количества водорослей, произрастающих на отдельных зернах гальки и мелких валунах (рис. 18).

Наиболее характерным представителем водорослей, способных переносить терригенный материал в акватории Грэн-фьорда является *Laminaria latissima*. На прибрежном мелководье водоросли крепятся к субстрату ризоидами. В процессе развития увеличивается масса и площадь таллома водоросли. В дальнейшем некоторые талломы обретают своеобразную парусность и способность к движению. Под действием гидродинамических процессов, происходящих на литорали, водоросли могут отрываться с мест прикрепления вместе с субстратом. Подхваченные течением водоросли выносятся на значительные расстояния от берега.

Исследования транспортной функции водорослей (Kudrass, 1974; Тарасов, 1982) показали, что водорослями могут легко перемещаться

обломки массой до 1 кг, если отношение веса гальки к сырой массе водоросли меньше или равняется 3. Попадая в глубоководные участки залива водоросли прекращают свою жизнедеятельность и разлагаются, что приводит к высвобождению терригенного материала.



Рис. 18. Водоросли с субстратом собранные в береговой зоне залива Грён-фьорд.

В результате изучения литорали залива Грён-фьорд не раз были установлены талломы водорослей, теоретически способные осуществлять транспортировку своего субстрата в будущем.

Основные заросли ламинариевых водорослей дислоцированы на западном побережье. Они занимают sublиторальную нишу до глубины 15 м. В устье залива Грёнфьорд, в районе м. Фестинген дислоцируется до 90 % всей биомассы макрофитобентоса залива. Остальная доля макрофитобентоса приурочена к средней части залива. В куту залива Грён-фьорд биомасса макрофитобентоса близка к нулю. По данным ПИНРО суммарные запасы ламинариевых на конец XX века в заливе Грён-фьорд составляли 12 тыс. т (Промысловые..., 1988). По данным лаборатории альгологии ММБИ КНЦ РАН суммарные запасы водорослей-макрофитов в заливе Грён-фьорд в настоящее время составляют около 20 тыс. т.

ГЛАВА 5. ПОТОКИ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В ЗАЛИВ ГРЁН-ФЬОРД

Осадочное вещество попадает в залив различными способами. Наиболее значительное количество осадков поступает за счет флювиогляциальных потоков, ледового фактора, эолового (аэрозольного) переноса.

Основное количество терригенного материала выносится в залив реками и ручьями ледникового питания во взвеси и представлено глинистыми частицами. Поступление алевритов, разнозернистого песка и мелкого гравия возможно также потоками водотоков. Выносимый тальными водами в залив терригенный материал является в основном продуктом размыва приледниковых зон в период оттаивания деятельного слоя.

Велика роль ледового фактора в поступлении терригенного материала в залив. Наиболее динамичное поступление осадков в депрессию залива за счёт льда происходит в результате разрушения припая. Инвазия одно- и многолетних льдов в залив не постоянна, однако возможна в течение всего года (Тарасов, 2010). Лед способен переносить осадки практически любой размерности, включая также валунно-галечный материал.

Эоловый (аэрозольный) перенос, несмотря на круглогодичное функционирование, является наименее значимым фактором при поступлении терригенного материала в залив Грён-фьорд. Преимущественно материал, поступающий в залив, имеет неместный генезис. В основном это нано- и микрочастицы, принесённые с материков через Восточную Арктику (Горюнова, Шевченко 2008, 2013; Шевченко, 2011).

5.1. Вынос осадочного материала флювиогляциальными потоками

В высоких широтах Арктики, где происходит развитие современных ледников, флювиогляциальные потоки выносят огромное количество терригенного материала из приледниковых зон. Как правило, эти потоки

имеют высокую степень концентрации осадочного материала во взвеси и являются важнейшими поставщиками терригенного материала в залив.

Грэн-фьорд имеет на своём побережье ледниковые массивы, которые поставляют большое количество терригенного материала в залив с подлёдными талыми водами. В основном это тонкодисперсный материал пелитовой размерности, перешедший во взвесь. Следует отметить, что концентрация взвеси подвержена существенным сезонным колебаниям. Максимальное количество взвешенных частиц приходится на летний сезон – период интенсивной абляции ледников.

В результате таяния ледяного покрова на поверхности, в центральной части, и на периферии ледника формируются потоки поверхностных талых вод. Кроме того талая вода в виде временных водотоков стекает по системе каналов в глубь ледника (Мавлюдов, 2002). Многочисленные временные водотоки под ледником соединятся в один мощный поток, вырывающийся на поверхность под действием гидростатического давления. Гидродинамика подобных водотоков сравнима с горными паводковыми потоками и предгорными водными артериями. Конечная морена ледника способна препятствовать свободному течению водотока, при этом насыщая его продуктами своего размыва. Выходящий на поверхность флювиогляциальный поток поступает в реки или ручьи и как правило, он насыщен терригенным материалом. Большое количество терригенного материала выносимого в приледниковую зону доставляется в залив Грэн-фьорд по транспортному каналу рек (рис. 19). В дальнейшем доставка этого материала во фьорд зависит от гидродинамики водотока. Легкий взмученный материал алевритовых и пелитовых фракций поступает в залив в виде взвеси, более грубый материал путем перекачивания по дну русла реки и зависит от гидродинамики водотока. Как правило, зерна гравия и гальки, переносимые реками, имеют уплощённую форму и высокую степень окатанности. Общее количество терригенного вещества поставляемого в залив талыми водами,

может составлять до 37 кг/с в зависимости от погодных условий и степени оттаивания деятельного слоя (Гохман, 1988; Соловьянова, Третьяков, 2004).

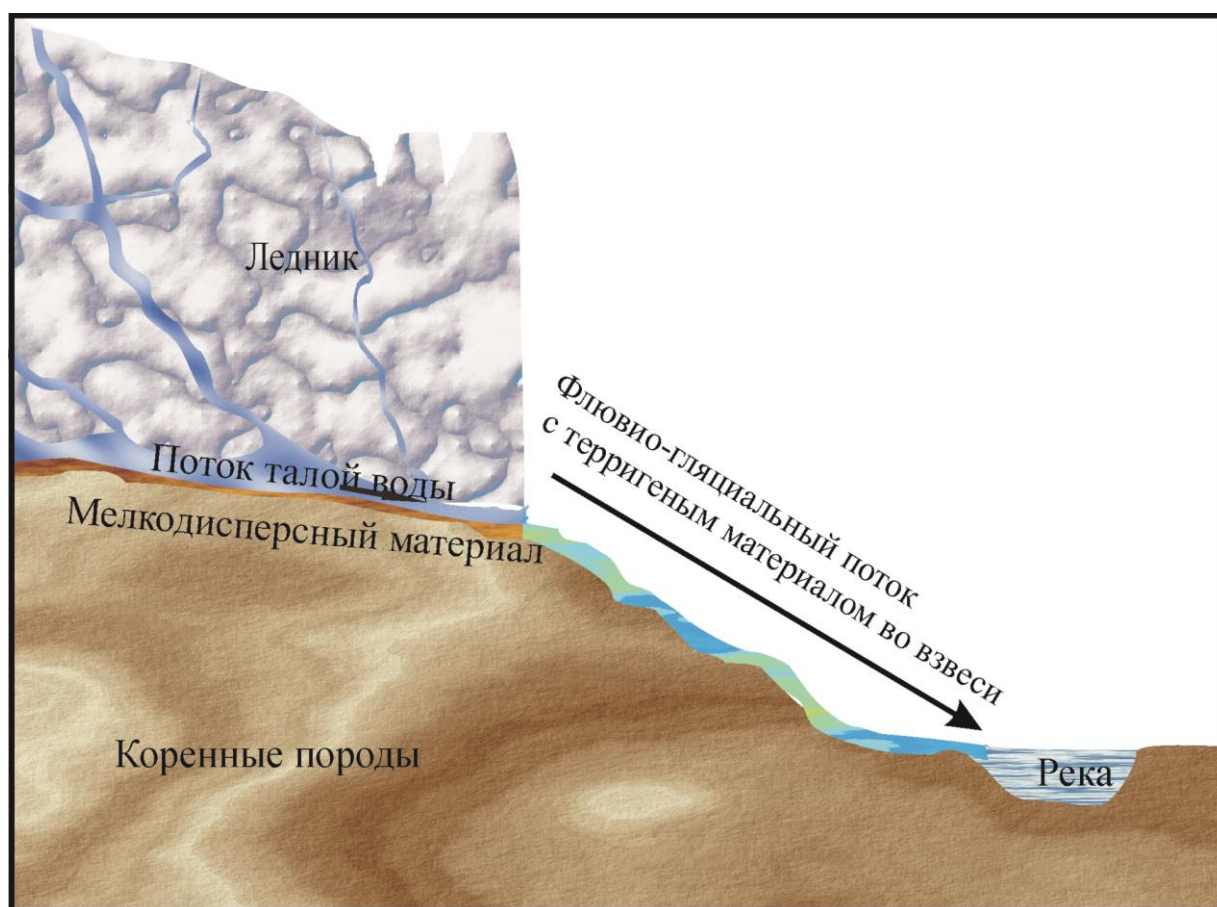


Рис. 19. Схема выноса осадочного материала подледными водами в реки бассейна Грэн-фьорд.

Ближайший к заливу ледник – Альдегонда. Выход воды внутреннего дренажа ледника расположен в северной части его языка (Мавлюдов, 2009). Одноименная река – единственный источник разгрузки талых ледниковых вод. Подледниковые воды являются одним из основных поставщиков терригенного материала в реку. Сток подледниковых вод составляет 0.22–0.28 м³/с (Шевнина и др., 2003). Количество выносимого терригенного материала варьирует от 4 г/с до 4 кг/с.

Ледники Тавле и Тунге разгружаются в долину реки Грэндален, обильно насыщая реку продуктами размыва своих приледниковых зон.

Количество транспортируемого терригенного материала колеблется, от 6 кг/с до 24 кг/с.

Ледники Ясон и Баалсдур формируют сток реки Гренфьорд. Твёрдый сток реки также дополняет размываемый моренный комплекс ледника Гренфьорд. Расход наносов рек может составлять от 1.8 кг/с до 5.8 кг/с.

Ледник Гренфьорд разгружается в оз. Ледовое, тем самым регулируя сток вытекающего из озера ручья Бретъёрна. Основное количество терригенного материала ручей получает из моренного комплекса ледника, вынося в залив от 0.7 кг/с до 2.7 кг/с.

Ледовые массивы Брюде и Хефтъе формируют ручей Брюде, однако значимой роли в выносе терригенного материала в залив данный водоток не играет.

5.2. Ледовый транспорт осадочного вещества

В настоящее время накоплен огромный массив данных, подчеркивающий роль ледового фактора при переносе осадочного материала в Арктике (Лисицын, 1958, 1961, 1994; Тарасов, 1981, 2010; Матишов, 1984; Степанова, 1985; Чувардинский, 1985; Махинов и др., 1992; Тарасов, Матишов, 1998; Тарасов и др., 1998; Мещеряков, 2013б и др.). Многие исследования подтверждают, что включение в структуру льда терригенного материала и дальнейший его перенос, – явление довольно частое для Арктики. А. П. Лисицын (1966) выделяет ледовый разнос как главный фактор при перераспределении каменного материала в ряде арктических морей.

Особую роль в перераспределении осадков в регионе играет ледовый припай. Формирующийся в заливе Грэн-фьорд припай имеет вид абразионных «карнизов», нависающих над берегом при отливе. Во время прилива уровень моря поднимается до его поверхности.

Для структуры припайного льда характерны терригенные включения и присыпки различной размерности. В районах, где дно представлено тонкодисперсным материалом (устьевая зона реки Грэндален, бухты

Варминг и Ларвика), припай замутнён вследствие насыщения терригенным материалом. В областях, где преобладают материал гравийно-галечной размерности, припай менее замутнён (Мещеряков, 2013б).

Включение терригенного материала в структуру припайных льдов залива Грён-фьорд происходит в течение всего ледостава, и начинается с подошвы припая. Залегание осадков в структуре льда приурочено к механизму захвата терригенного материала В. Г. Чувардинский (1985) выделяет три основных типа залегания терригенного материала: а) на поверхности припая; б) в донной части льда; в) во внутренней части льда.

На поверхность припая обломочный материал попадает в результате действия прибоя и волнового всплеска. В донной части припая материал скапливается за счет действия приливно-отливных колебаний уровня воды. Во время отлива лед оседает на грунт. В период прилива лед вместе с вмерзшим рыхлым материалом всплывает на поверхность. В дальнейшем идёт нарастание кристаллического льда. Поскольку процессы нарастания льда и приливно-отливные колебания уровня воды повторяются периодически, то морской лед приобретает слоистую текстуру (рис. 20) (Тарасов, 1981). Со временем в результате нарастания кристаллического льда периферийная его часть становится внутренней. То же можно сказать и про терригенную составляющую.

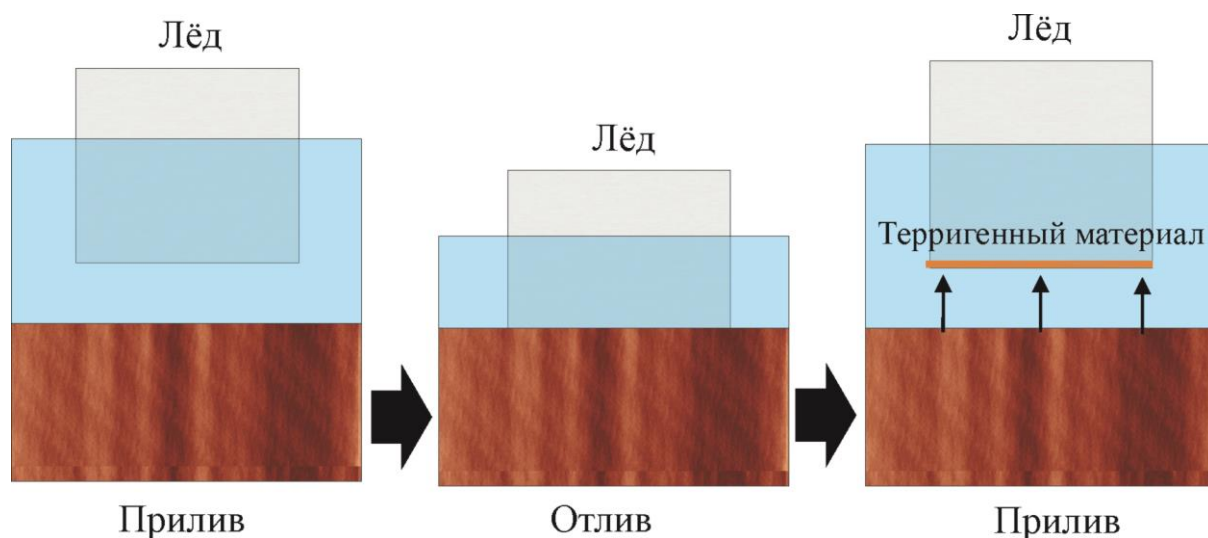


Рис. 20. Включение терригенного материала в береговой (ледовый) припай.

В кернах берегового припая полученных в районах биогеостанции ММБИ КНЦ РАН (№ 1) и мыса Финнесет (№ 2) наиболее замутнённые слои приходятся приблизительно на центр ледовой колонки (рис. 21). В керне припая колонки № 1 наиболее насыщен осадками слой 40–48 см, общая масса терригенного материала – 42.359 г. В керне колонки № 2 наиболее насыщенный осадками слой 30–40 см, общая масса терригенных включений – 42.106 г.



Рис. 21. Керны берегового припая.

Гранулометрический состав включений двух кернов практически одинаков, терригенные включения представлены разнозернистым песком (82.4 и 83.4 %) с незначительной примесью гравия (13.0 и 12.2%) и алеврито-пелитового материала (табл. 2). В $1/\text{м}^3$ такого припая может содержаться до 9 кг терригенных включений.

В полученном керне из устьевой зоны реки Грёндален просматривается неравномерное распределение терригенных включений и ярко выраженная слоистость (рис. 22).

В структуре керна выделяется 6 слоёв, которые отличаются друг от друга мощностью и цветом. Среди слоёв наиболее насыщен 1-й и 6-й, т. е. верхняя и нижняя часть. Включения слоя 1 представлены в основном материалом алеврито-пелитовой размерности с примесью 72.8 % гравия и разнозернистого песка, а слоя 6 – разнозернистым песком (73.8 %) с примесью гравия, доля алеврито-пелитового материала не велика (5.5 %)

(рис. 24). По нашим расчётам, содержание терригенного материала в 1 м³ льда около 52 кг.


Колонка льда	Слой	Интервал колонок, см	Терригенный материал, г	Общая масса, г
	1	0-11	161,642	245,393
	2	11-16	0,229	
	3	16-36	0,038	
	4	36-44	0,495	
	5	44-51	3,329	
	6	51-60	79,662	

Рис. 22. Содержание терригенного материала в структуре берегового припая устьевой зоны реки Грёндален.

Сформированный береговой припай под влиянием приливно-отливных колебаний уровня моря откалывается от припая и под влиянием ветра и приливно-отливных течений выносится в акваторию залива. Далее припайный лёд свободно перемещается по заливу, при этом в ходе таяния он постепенно теряет содержащийся в нём песчано-галечный материал (рис. 23).

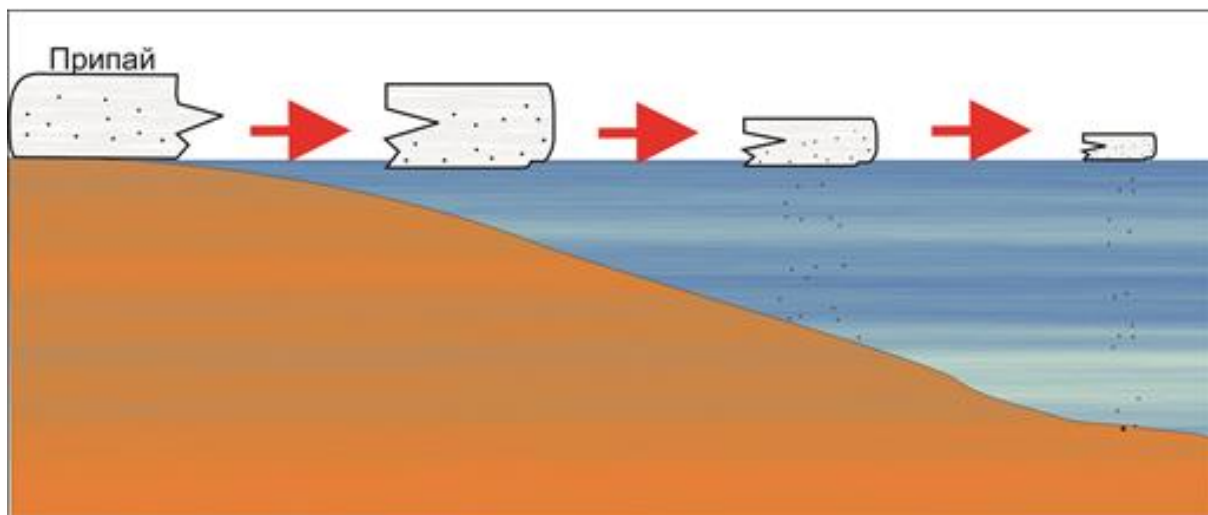


Рис. 23. Схема ледового разноса в заливе Грэн-фьорд.

Для залива Грэн-фьорд характерно наличие свободно дрейфующих льдин в своей акватории. Они могут быть как привнесёнными, так и местного генезиса. Морской лёд поступает в акваторию заливов о. Западный Шпицберген с Восточно-Шпицбергенским течением огибая мыс Южный. Далее подхваченные западной ветвью Северо-Атлантического течения льды дрейфуют на север вдоль западного побережья архипелага Шпицберген. При достаточно сильных ветрах западных румбов льды могут заноситься в заливы Ис-фьорд и Грэн-фьорд.

Дрейфующие льдины имеют различную форму и размер. Отдельные ледовые массивы способны возвышаться над уровнем моря до 2 м. Их площадь может достигать нескольких м².

Таяние льда происходит неравномерно, скорость абляции надводной части льдины существенно выше. В результате этого на подводных боковых гранях льдины, на глубине 30–50 см, формируются подводные абразионные карнизы шириной до 2 м. На этих карнизах в результате абляции скапливается высвобожденный терригенный материал в виде тонкого плаща (рис. 24).

Частицы терригенного вещества представлены в основном песчано-гравийно-галечной фракцией. Более тонкий материал подвергается взмучиванию и переходит в водный поток взвеси. На 1 м² карниза может содержаться до 3 кг терригенного вещества (Тарасов, 2010). На абразионных карнизах задерживается только часть осадков, большое количество терригенного материала просеивается в заливе по пути дрейфа. Со временем в результате абляции глыба перестает существовать, весь содержащийся в массе льда осадочный материал оседает на дне залива.



Рис. 24. Абразионный карниз с терригенным материалом.

В своей структуре дрейфующие льдины также содержат большое количество терригенного материала (табл. 2). В керне дрейфующего ледового массива (объем 0.23 м³) может содержаться 28.608 г осадочного вещества. Основное количество терригенных включений приходится на нижнюю часть ледовой колонки (рис. 25).

Терригенные включения представлены в основном гравийным материалом (70.4 %) с примесью более мелких частиц (табл. 3)



Рис. 25. Ледовый керн с дрейфующего льда.

Таблица 2

Общее содержание терригенного материала в ледовых массивах

Колонка льда	Объём Керна, $см^3$	Масса терригенного материала в колонке, г	Масса терригенного материала в $м^3$ льда, кг
Береговой припай в р-не р. Грёндален	4712	245,42	52,08
Береговой припай в р-не биогеостанции	5026	42,36	8,42
Береговой припай в р-не м. Финесет	4712	42,1	8,93
Дрейфующий Лёд	2592	28,61	10,3

Таблица 3

Гранулометрический состав терригенных включений колонок льда, %

Колонка льда	Слой, см	>2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	<0,05	Масса, г
Береговой припай в р-не р. Грёндален	0-11	11,5	3,1	2,5	2,0	8,1	7,7	65,1	161,642
	51-60	13,1	7,6	17,0	33,8	23,0	4,4	1,1	79,662
Береговой припай в р-не биогеостанции	40-48	5,1	7,9	24,7	34,6	24,1	3,0	0,6	42,359
Береговой припай в р-не м. Финесет	30-40	5,0	7,2	17,7	31,7	33,0	4,4	1,0	42,106
Дрейфующий лёд	-	58,8	11,6	7,1	4,8	6,6	4,9	6,2	27,917

5.3. Эоловый (аэрозольный) перенос

Поставка эолового материала в залив круглогодичная, однако, имеет ряд особенностей. В силу того, что архипелаг Шпицберген большую часть времени года покрыт слоем снега и льда, мобилизация местного материала для эолового переноса затруднена. В зимний период времени преобладает дальний и сверхдальний перенос, основным поставщиком эолового материала являются континенты. В летний период времени возможен эоловый перенос из близлежащих районов. Эоловый материал поступает на архипелаг Шпицберген из восточной части Арктики, в результате переноса восточными полярными ветрами (Шевченко, 2006).

Эоловый материал в районе залива Грён-фьорд можно разделить на 3 составляющих: биогенную, литогенную, антропогенную. При нормальных условиях их процентное соотношение находится в районе 10:60:30 (Горюнова, Шевченко, 2013).

В летнее время на биогенную часть эолового материала может приходиться более половины всех переносимых частиц. Она представлена в основном кусочками диатомовых водорослей, спорами растений, обломками створок моллюсков. Литогенная часть преобладает в зимнее время, её

составляют зерна кварца, плагиоклаза и слюды алеврито-пелитовой размерности.

Антропогенная составляющая включает в себя продукты сгорания и летучий пепел, попадающие сюда в результате работы ТЭЦ пос. Баренцбург.

ГЛАВА 6. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Формирование современных донных отложений приурочено к периодической смене обстановки осадконакопления в регионе. Донные отложения залива представлены осадками различного генезиса. К основным генетическим признакам следует относить структуру и текстуру осадка, гранулометрический состав, цвет, окатанность кварцевых зерен, сортировку и т. д. Данные характеристики дают представление об условиях среды, в которой приходило накопление осадков. Гранулометрический состав и окатанность зерен в известной мере отражают динамику седиментационных процессов. Наличие слоистой структуры характеризует, как циклические (сезонные), так и глобальные климатические изменения условий осадконакопления в регионе.

6.1. Распределение основных типов современных донных отложений в заливе Грэн-фьорд

В распределении типов донных отложений в депрессии залива характерна ярко выраженная батиметрическая зональность (рис. 26).

В зоне литорали распространены грубозернистые осадки, в основном гравийной и галечной размерности. Такой размерный состав обломочного материала формируется под действием волнового прибоя с одновременным удалением из береговой зоны более мелких частиц осадка. В то же время в более защищенных от волнений береговых участках, например, в верховье небольших бухт или других неровностях берега для литорали и верхней части сублиторали характерно распространение разнозернистого песка, а также тонкодисперсного илистого материала.

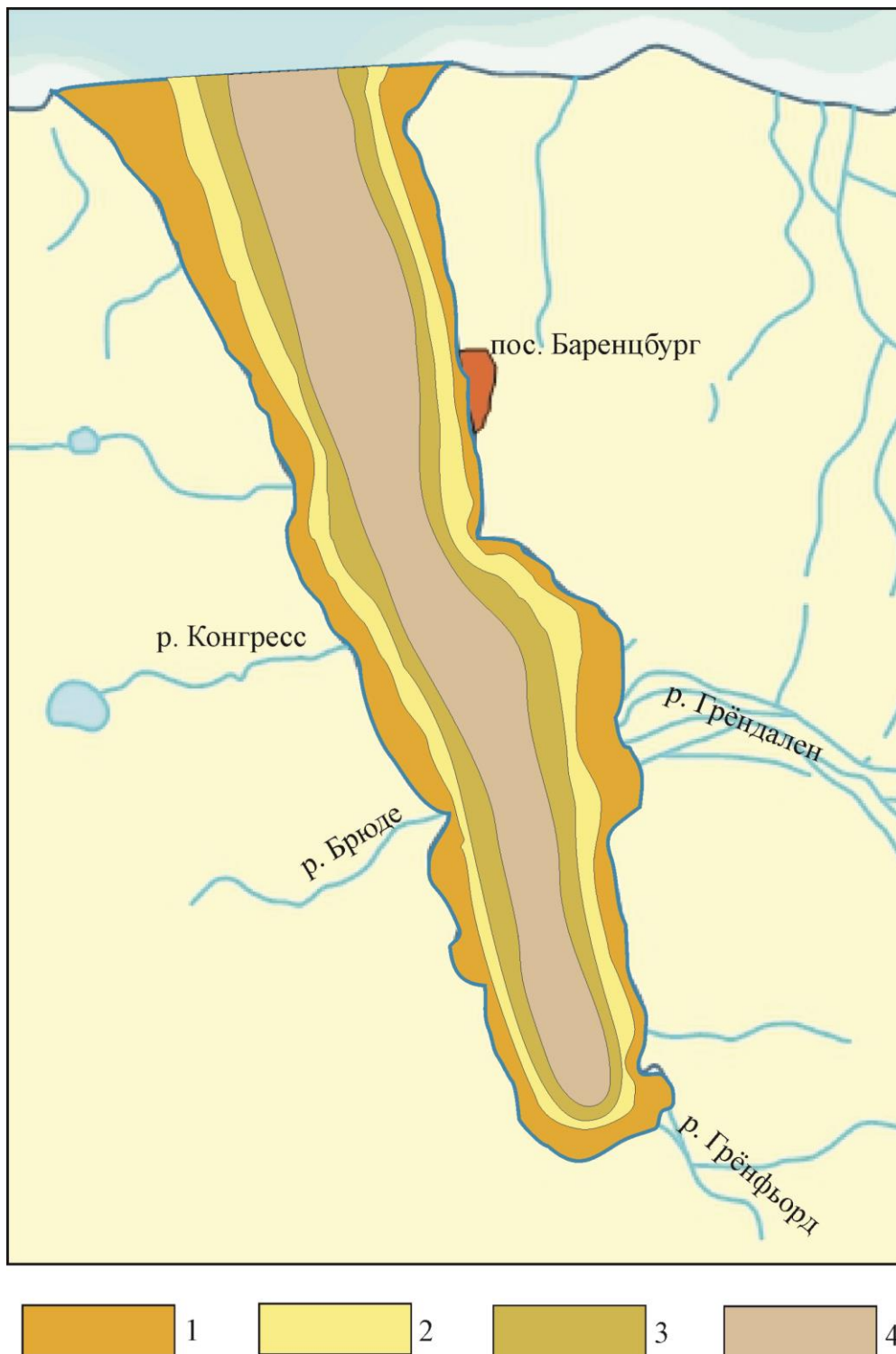


Рис. 26. Распределение типов донных отложений в депрессии залива: 1 – донно-каменный материал; 2 – разнородный песок; 3 – мелкоалевритовый ил; 4 – пелит.

6.1.1. Донные отложения устьевых зон рек

Донные отложения устьевых зон рек, как правило, отличаются от отложений осевых частей акваторий залива по структуре, цвету,

гранулометрическому составу. Наиболее широко распространены дельтовые отложения в бухтах Ларвика и Варминг (устьевая зона реки Грэндален) и в кутовой части залива (устьевой зоне реки Грэнфьорд и ручья Бретъёрна) (рис. 27).

Для гранулометрического состава осадков на мелководье в устьевой зоне реки Грэндален характерно присутствие значительной доли гравийно-галечного материала (до 50 %) с равной долей алевроито-пелитового материала и разнозернистого песка (рис. 27). С удалением от берега доля гравийно-галечного материала плавно сокращается. В результате особых условий осадконакопления на границе литорали и сублиторали сформировались аккумулятивные формы рельефа – косы. Данные формы рельефа сложены гравийно-галечным материалом (75 %) с примесью крупно- и среднезернистого песка (Мещеряков, 2013а). В сублиторали в пределах изобаты 1 м сформировалась аллювиально-морская терраса. Гранулометрический состав донных отложений представлен преимущественно пелитовым материалом с разной долей примеси более крупных фракций (рис. 27). На удалении от устья Грэндален на 300 м при глубине до 40 м гранулометрический состав осадков представлен в основном пелитовым материалом (80 %) с примесью мелкозернистого песка (20 %) и одиночными зернами гравия и дресвы. Мористее доля мелкозернистого песка резко снижается – до 11 % на глубине более 50 м и до 4 % на глубине 100–110 м. В настоящее время дельтовые отложения накапливаются в устьевой зоне реки Альдегонда. Вследствие низкой гидродинамической активности водных масс и значительного поступления тонкодисперсного материала со стоком рек для данных областей свойственно наличие большого объема тонкодисперсного материала. На расстоянии 400 м от западного берега и при глубине 60 м и более в дисперсном составе осадков также преобладает пелитовый материал, однако доля гравийно-галечных фракций здесь увеличена до 30 %.

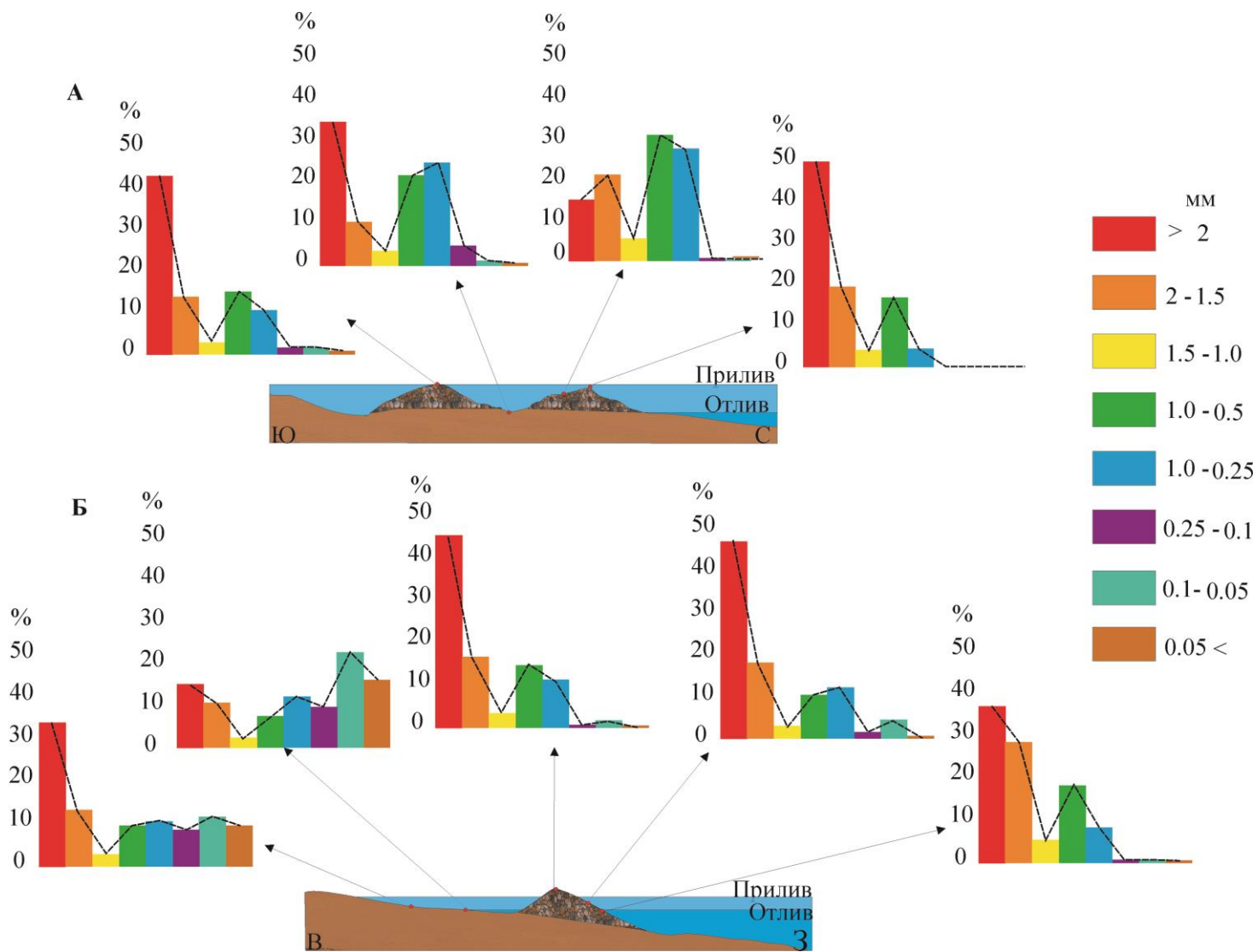


Рис. 27. Гранулометрический состав донных отложений устьевых зон рек Грөнфьорд (А) и Грөндален (Б)

В гранулометрическом составе осадков в зоне осушки кутовой части залива Грэн-фьорд характерно наличие значительной доли гравийно-галечного (74 %) и примеси крупного и среднего песка (24 %), а более мелкие фракции практически отсутствуют. Литораль заканчивается гравийно-галечными грядами (Мещеряков, 2014). Гранулометрический состав осадков литорали и данных образований не имеет существенных отличий. Резкое изменение гранулометрического состава происходит на глубине 1 м. До глубины 4–5 м простирается подводная терраса шириной до 35 м, затем идёт крутой склон, переходящий на глубине 50 м в днище фьорда (Тарасов и др., 2003). Дисперсный состав осадков представлен преимущественно алеврито-пелитовыми фракциями с примесью мелкозернистого песка. С глубиной содержание пелитового материала резко увеличивается. На малых глубинах (до 30 м), среди алеврито-пелитового материала содержание крупного алеврита составляет до 30 % от общей массы, тогда как мористее доля крупного алеврита не превышает 3 % (рис. 27).

В устьевой зоне реки Альдегонда и на литорали распространены гравийно-галечные осадки. Мористее доля алеврито-пелитового материала возрастает. На удалении от берега на 150 м при глубине 7 м поверхностный слой донных отложений представлен алеврито-пелитовым материалом (85 %) с примесью гравийно-галечных фракций. На удалении 300 м от берега при глубине 12 м в гранулометрическом составе осадков увеличивается доля гравия и гальки (более 50 %). В области устьевой зоны и взморья реки Альдегонда повсеместно распространён донно-каменный материал.

Изменения гранулометрического состава донных отложений происходит по мере удаления от устьевых зон рек. Большая часть поступающего осадочного материала оседает непосредственно вблизи устьевых зон на мелководье.

Часть осадочного материала переходит во взвесь и выносится мористее. В зависимости от градиента температуры, солёности и ветрового

режима расстояние, на которое выносится терригенный материал, может меняться. Так в районе устьевой зоны реки Грэндален основной выносимый рекой материал оседает в пределах 500–600 метров (рис. 28).

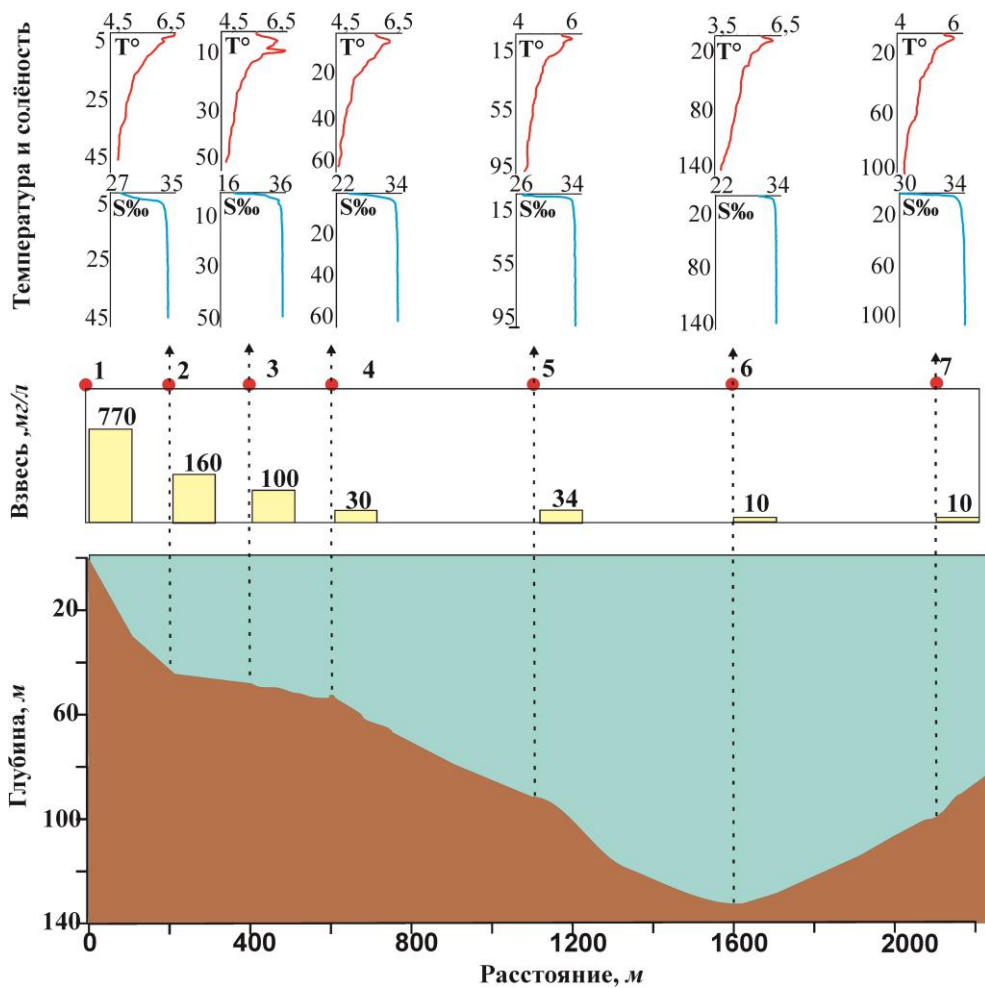


Рис. 28. Распределение взвеси и термохалинная составляющая в районе бухт Ларвика и Варминг (устьевая зона реки Грэндален).

В кутовой части залива основная масса осадочного материала, поставляемая рекой Грэнфьорд и ручьём Бретъёрна оседает в пределах 300 м от берега. В районе взморья реки Альдегонда песчанистые осадки формируются в пределах 10 м от берега, а основной алеврито-пелитовый материал оседает мористее в пределах 150 м.

Структура вскрытых отложений бухты Ларвика и устьевых зон рек Грэндален и Грэнфьорд (рис. 29) характеризует резкие изменения в условиях осадконакопления.

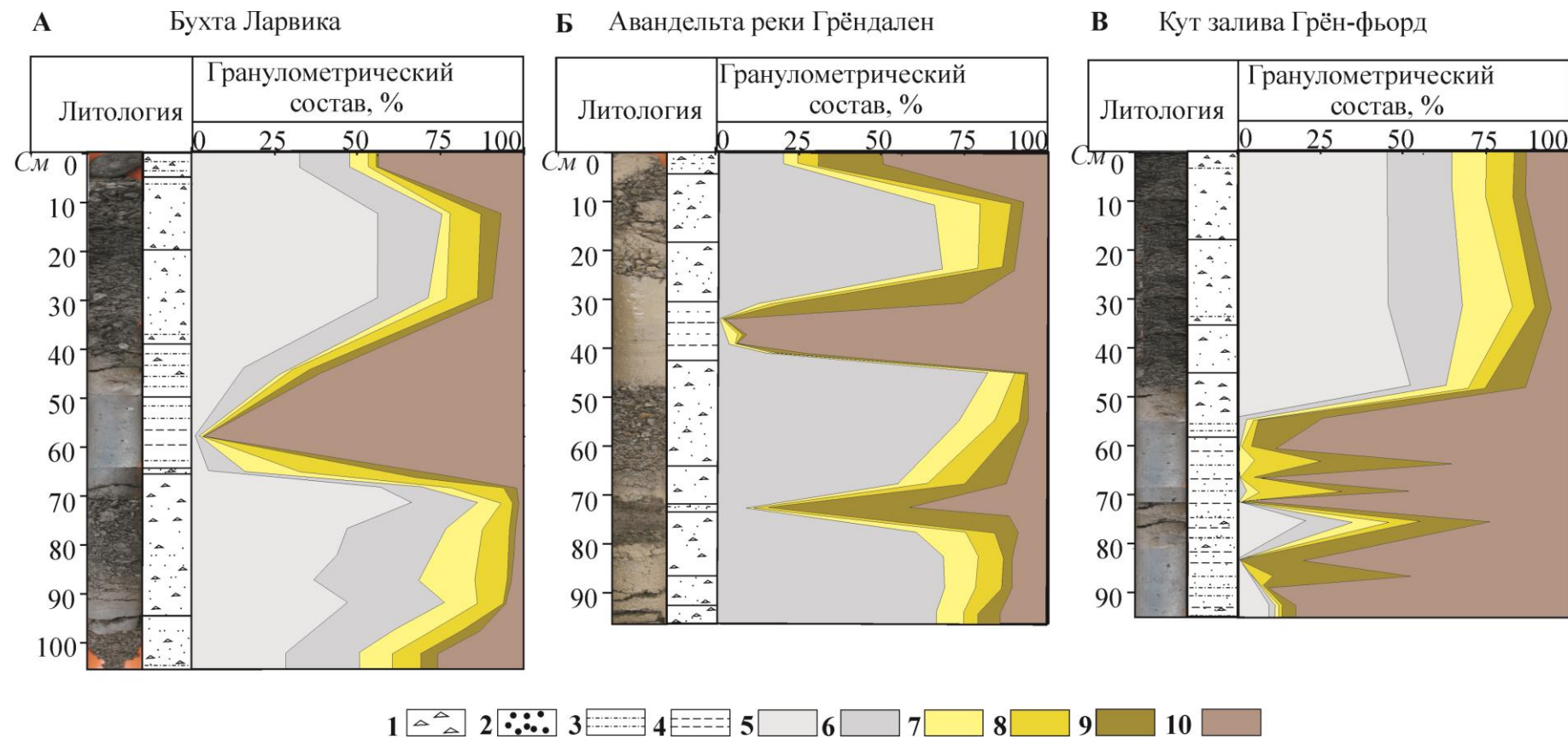


Рис. 29. Литологический состав разреза колонок «А», «Б», «В»: 1) Галька, гравий; 2) Разнозернистый песок; 3) Ил; 4) Глина; 5) >2.0; 6) 2.0–1.0; 7) 1.0–0.5; 8) 0.5–0.25; 9) 0.25–0.1; 10) <0,1.

Осадкообразование в данном бассейне тесно связано с сезонными колебаниями и изменениями климатических условий в регионе в целом. Аккумуляция осадочного материала происходила в основном под действием гидродинамических процессов.

Вскрытая мощность отложений «А», «Б» и «В» составила 104, 98 и 96 см соответственно. Полученные керны имеет слоистое строение. Слои отличаются друг от друга по мощности, цвету, плотности, плоскости залегания, контакту со смежными слоями, гранулометрическому составу и степени окатанности зерен, содержанию органики.

Структурно-литологическое описание колонки отложений «А»

Колонка «А» отобрана на литорали в устьевой зоне реки Грендален, южнее бухты Ларвика, на северной оконечности простирающихся здесь кос. В разрезе керна просматривается три пачки отложений (рис. 29). Наблюдается чередование галечно-гравийных прослоек с илисто-глинистыми (табл.4).

Таблица 4

Гранулометрический состав отложений колонки «А»,%

№ Пачки	Интервал, см	>2	2-1	1-0.5	0.5-0.25	0.25-0.1	0.1-0.05	<0.05	S _o	S _к	C _и
1	0-4	31.2	15.1	5.2	2.9	2.1	2.5	41.0	10.0	0.2	160.0
	4-20	56.9	16.7	7.2	6.0	3.4	2.0	7.8	5.2	0.5	21.0
	20-39	55.0	14	7.8	8.0	4.5	3.3	7.4	6.7	0.5	35.0
2	39-50	15.7	10	4.2	4.1	4.3	5.8	55.9	5.0	1.9	7.0
	50-64	0.6	0.3	0.4	1.1	1.5	8.0	88.1	3.1	0.8	4.0
	64-65	4.7	9.6	16.2	36.6	10.8	2.0	20.1	4.7	0.4	32.0
3	65-75	65.9	19.1	6.6	4.8	1.1	0.3	2.1	2.5	1.0	5.7
	75-94	46.8	27.6	12.2	7.5	1.8	0.7	3.4	4.9	1.1	6.3

3	94–97.3	36.3	22.9	11.2	9.7	4.7	3.0	12.2	5.0	0.0	47.0
	97.3–104	27.7	21.7	9.6	8.3	4.9	3.4	24.4	13.4	0.0	160.0

Интервал 0–4 см.

Цвет серый. Плотный. Гравийный материал с равной долей алеврито-пелитового материала. Интервал представлен слабо отсортированным неоднородным материалом. Преобладают фракции менее 0,05 мм и более 2 мм ($m_d - 0.55$ мм). Окатанность гравийных зерен 2–3 балла. Форма зерен чешуйчатообразная. Зерна кое–где контактируют между собой, располагаются хаотично. Окатанность песка 2–3 балла.

Интервал 4–39 см.

Цвет серый. Рыхлый. Контакт с нижним слоем чёткий, неровный. Интервал представлен слабо отсортированным неоднородным материалом гравийно-галечной и песчаной размерности ($m_d - 2.6$ мм.). Степень окатанности гравийно-галечного материала 2–3 балла. Форма зерен чешуйчатообразная, иногда шарообразная. Окатанность песка 2–3 балла.

Интервал 39–50 см.

Является переходным от вышележащего к нижележащему интервалу. Цвет серый. Плотный. Контакт с нижним слоем ровный, чёткий. Интервал представлен слабо отсортированным неоднородным материалом, в котором преобладает алеврито-пелитовый материал с включениями гравия и разнозернистого песка ($m_d - 0.4$ мм). Степень окатанности зёрен гравия 3–4 балла. Зерна гравия не соприкасаются между собой, расположены хаотично по всей толще слоя. Форма зерен меняется от овалообразной до шарообразной. Окатанность песка 3 балла.

Интервал 50–64 см.

Цвет серый, неоднородный, местами примазки черного цвета. Осадок уплотнен и пластичен. Граница с нижележащим слоем ровная, нечеткая. Интервал представлен алеврито-пелитовым материалом с редкими

включениями зерен более крупных фракций. По своим характеристикам и квартильным коэффициентам он близок к хорошо отсортированному однородному материалу. Преобладают фракции крупнее $m_d - 0.03$ мм. Для интервала характерна микрослоистость – темные слои перекрывают более светлые. Интервал содержит большое количество органики. Окатанность зёрен гравия составляет 2 балла, а песка – 2–3 балла.

Интервал 64–65 см.

Цвет однородный серый. По структуре плотный. Контакт с нижележащим слоем чёткий, ровный. Интервал представлен разнотельным песком с примесью алеврито-пелитовых частиц, с редкими включениями гравийных зёрен. Интервал неоднороден и слабо отсортирован. В нём преобладают частицы крупнее $m_d - 0.7$ мм. Гравийная фракция представлена плохо окатанным мелким гравием вытянутой формы. Расположение зерен гравия хаотичное, контакт между зернами практически отсутствует. Окатанность зёрен песка – 2 балла.

Интервал 65–75 см.

Цвет серый, с примесью коричневых оттенков. Интервал по своей структуре рыхлый. Контакт с нижележащим слоем чёткий, ровный. Интервал представлен хорошо отсортированным и не однородным материалом гравийно-галечной и песчаной размерности. Среди обломочных частиц преобладают мелкие зёрна мельче $m_d - 3$ мм. Степень окатанности зерен гравия 2–3 балла, песка – 3 балла. Зёрна гравия и гальки вытянуты, уплощены, иногда угловатые и осколкообразные. Зёрна гравия соприкасаются друг с другом, располагаются черепичным перекрытием в слое. С глубиной происходит существенное смещение моды в крупнотельную часть и преобладают фракции крупнее $m_d - 2.7$ мм.

Интервал 75–94 см.

Цвет серый, с примесью коричневых оттенков. Интервал по структуре рыхлый. Контакт с нижним слоем нечёткий, представлен средне- (в верхней

части) и плохо отсортированным (в нижней части) материалом гравийно-галечной и песчаной фракций.

Среди обломочных частиц преобладают зерна мельче $md - 2$ мм. Форма зерен вытянутая, уплощённая, иногда угловатая, осколкообразная. Степень окатанности зерен колеблется от 0 до 4 баллов. Зерна гравия соприкасаются друг с другом, хорошо сгружены и располагаются в слое черепичным перекрытием. Окатанность зёрен песка – 2–3 балла.

Интервал 94–97.3 см.

Цвет однородный серый. Интервал сильно уплотнен. Контакт с нижележащим слоем нечёткий. Интервал не однороден и слабо отсортирован, представлен гравийно-галечным материалом с примесью более мелких частиц.

Мода смещена в крупнозернистую часть ($md - 1,5$ мм). Окатанность зерен гравия 2–3 балла (отдельные зёрна 4 балла), форма уплощенная и вытянутая (чешуйчатообразная). Крупные частицы располагаются горизонтально, изредка контактируя между собой. Окатанность песка 2 балла. Интервал, являясь переходным, сочетает признаки выше и нижележащего.

Интервал 97.3–104 см.

Цвет серый, с примесью оттенков коричневого. Структура плотная. Контакт с нижележащим слоем нечёткий, ровный. Отложения в интервале представлены слабо отсортированным, неоднородным материалом. Среди фракций в основном преобладают гравийно-галечные и алеврито-пелитовые. Мода смещена в сторону более $md - 0,9$ мм. Степень окатанности зерен среднего гравия составляет 2–3 балла, мелкого – 1–2 балла. Окатанность песка 2 балла. Зерна крупного гравия не контактируют между собой, располагаются хаотично.

Структурно-литологическое описание колонки отложений «Б»

Колонка «Б» отображена на литорали в устьевой зоне реки Грендален в районе крупнейшей косы. В разрезе керна просматривается три пачки

отложений, илесто-глинистые слои чередуются с гравийно-галечными слоями (табл. 5).

Таблица 5

Гранулометрический состав отложений колонки «Б»,%

№ Пачки	Интервал, см	<2	2-1	1-0.5	0.5-0.25	0.25-0.1	0.1-0.05	>0.05	S ₀	S _K	C _ц
1	0-3	13.0	7.2	2.9	7.1	20.3	14.5	35.0	11.3	1.5	12.0
	3-18	44.4	23.8	12.1	9.6	3.5	0.9	5.7	5.5	1.0	10.0
	18-30.5	50.6	18.8	10.3	7.6	2.8	1.2	8.7	6.14	0.8	27.3
2	30.5-32.5	8.8	4.9	2.6	3.5	5.4	15.1	59.7	4.5	1.7	3.8
	32.5-37.5	0.4	0.2	0.1	0	2.1	33.7	63.5	3.0	0.4	4.4
	37.5-38.5	0.9	1.1	0.3	3.5	3.3	38.9	52.0	3.2	0.8	6.0
	38.5-41	1.4	1.6	0.7	0.8	1.9	8.7	84.9	2.3	0.8	3.8
	41-42	8.3	6.4	2.1	2.2	8.1	13.1	59.8	6.0	2.3	5.0
3	42-68	63.4	20	7.3	4.0	2.2	0.9	2.2	3.3	0.9	8.0
	48-64	53.8	21.6	9.2	6.3	3.6	1.5	4.0	4.9	0.5	12.4
	64-71	43.7	12.8	7.3	12.3	12.8	5.8	5.3	15.0	0.5	30.5
	71-73	4.4	3.2	2.3	6.2	41.8	28.8	13.3	4.0	0.8	5.0
	73-75	8.8	9.1	9.5	26.8	34.9	4.8	6.1	4.0	1.1	3.8
	75-79	36.8	24.6	13.7	9.5	7.6	2.6	5.2	7.0	0.7	13.3
	79-86	46.1	22.9	10.7	7.8	3.0	1.4	8.1	5.1	0.8	26.4
	86-91.5	48.4	21.6	9.6	7.5	2.7	1.3	8.6	5.1	0.8	26.4
	91.5-98	50.0	17.3	9.0	7.6	3.4	1.1	11.6	6.8	1.2	72.5

Интервал 0-3 см.

Цвет светло-серый. По своей структуре плотный. Контакт с нижележащим интервалом чёткий, ровный. Интервал представлен неоднородным и слабо отсортированным материалом алевроито-пелитовой

размерности с примесью более крупных частиц. Окатанность гравия составляет 4 балла, песка – 3 балла. Зерна гравия располагаются хаотично, в различных плоскостях, изредка соприкасаясь друг с другом. Среди обломочных частиц преобладают зерна мельче $m_d - 2$ мм.

Интервал 3-18 см.

Цвет темно-серый. По структуре рыхлый. Граница с нижележащим слоем четкая. Интервал представлен слабо отсортированным неоднородным материалом, в котором преобладает гравийно-галечная фракция с примесью более мелких частиц.

Степень окатанности гальки – 2 балла. Гравий и крупный песок имеет более высокую степень окатанности – 3–4 балла, а песок – 3 балла. Форма зерен гравия чешуйчатообразная, располагаются черепичным перекрытием. Преобладает размерность зерен крупнее $m_d - 1.75$ мм.

Интервал 18-30.5 см.

Цвет светло-серый. По своей структуре рыхлый. Граница с нижележащим интервалом нечеткая, неровная. Интервал представлен слабо отсортированным неоднородным материалом, в котором преобладает гравийно-галечная фракция с примесью более мелких частиц.

Степень окатанности гравия изменяется от 3 до 4 баллов, окатанность гальки значительно хуже и составляет 1–2 балла. Форма зерен вытянутая, округлая. Частицы соприкасаются между собой хаотично. Степень окатанности зерен песка изменяется от 2 до 3 баллов. Преобладают фракции крупнее $m_d - 2$ мм.

Интервал 30.5–32.5 см.

Цвет серый. По структуре плотный. Граница с нижележащим слоем ровная, четкая. Интервал является переходным от глины к более крупному материалу. Он представлен средне отсортированным материалом алевритовой размерности. Преобладают фракции мельче медианы $m_d - 0.04$ мм. Гравий имеет степень окатанности до 4 баллов, песок – 3. Зерна гравия

чешуйчатообразной формы, располагаются хаотично, иногда соприкасаясь между собой.

Интервал 32.5–42 см.

Цвет светло-серый. По своей структуре интервал плотный, слоистый. Состоит из илито-глинистых прослоек, которые имеют различия по цвету, мощности, плоскости залегания и гранулометрическому составу.

Слой 32.5–37.5 см серого цвета, уплотнён. Граница с нижележащим слоем четкая, ровная. Слой сложен средне отсортированным алеврито-пелитовым материалом с примесью единичных гравийных зёрен. Преобладают фракции крупнее $md - 0.38$ мм.

Слой 37.5–38.5 см тёмно-серого цвета, уплотнён. Граница с нижележащим интервалом четкая, ровная. Слой сложен средне отсортированным алеврто-пелитовый материал. Преобладают фракции крупнее $md - 0.05$ мм.

Слой 38.5–41 см светло-серый цвета, уплотнён. Контакт с нижележащим слоем чёткий, ровный. Слой сложен хорошо отсортированным алеврито-пелитовым материалом. Преобладают фракции крупнее $md - 0.33$. В слое прослеживаются редкие хорошо окатанные зерна мелкого гравия со степенью окатанности 4 балла. Форма зёрен – чешуйчатообразная, расположение – хаотичное.

Слой 41–42 см тёмно-серого цвета. Наиболее плотный, не пластичный. Граница с нижележащим интервалом четкая, ровная. Слой сложен плохо отсортированным материалом. Гранулометрический состав осадка представлен алеврто-пелитовыми частицами с примесью более крупных фракций. Преобладают фракции крупнее $md - 0.04$ мм. Степень окатанности гравия 2–3 балла, песка – 3 балла. Зерна гравия располагаются хаотично, не контактируя друг с другом.

Интервал 42–48 см

Цвет серый. По своей структуре рыхлый. Контакт с нижним слоем нечёткий, неровный. Интервал представлен гравийно-галечным материалом с

примесью разнозернистого песка. Осадки в интервале средне отсортированы. Зерна гравия хорошо окатанные – 3–4 балла, мелкой гальки имеют среднюю степень окатанности 2–3 балла, песка – 2–3 балла. Форма зерен гравия и гальки неоднородна: овалообразная, чешуйчатообразная, шарообразная. Расположение зерен хаотичное, частицы соприкасаются между собой. В составе преобладают фракции крупнее медианы $m_d - 2.5$.

Интервал 48–64 см.

Цвет серый. По своей структуре рыхлый. Контакт с нижним слоем чёткий, ровный. Интервал представлен гравийно-галечным материалом с примесью разнозернистого песка. Осадки в интервале плохо отсортированы. Зерна гравия хорошо окатанные – 3–4 балла, мелкой гальки – 2–3 балла, средней гальки – 0–1, песка – 2–3 балла. Форма зерен гравия и гальки неоднородна: овалообразная, чешуйчатообразная, шарообразная. Расположение зерен хаотичное, частицы соприкасаются между собой. Преобладают фракции крупнее $m_d - 3.25$ мм.

Интервал 64–71 см.

Цвет серо-черный. По структуре плотный. Контакт с нижним слоем нечёткий неровный. Интервал представлен неоднородным плохо отсортированным материалом, с преобладающей гравийно-галечной фракцией. Мода смещена в крупнозернистую часть (крупнее $m_d - 1.7$ мм). Гравийная фракция хорошо окатанна – 3–4 балла, галечная – 2–4, песчаная – 2–3. Зерна гравия перекрывают друг друга горизонтально, контактируя между собой. Габитус зерен гравия чешуйчатообразный. Зерна мелкой гальки вклиниваются в структуру слоя хаотично.

Интервал 71–73 см.

Цвет светло-серый. По своей структуре уплотнён, имеет слоистость. Граница с нижележащим с интервалом ровная и чёткая. Слои черно-серого оттенка перекрывают более светлые слои. Интервал представлен неоднородным материалом средней сортировки. Среди осадков преобладают – мелкозернистый песок и алевроито-пелитовая фракция. В целом

преобладают фракции крупнее медианы $m_d - 0.17$ мм. Степень окатанности гравия составляет 3–4 балла. Зерна гравия располагаются хаотично, не соприкасаясь между собой. Форма зерен вытянутая, уплощенная. Песок имеет степень окатанности 2–3 балла.

Интервал 73–75 см.

Цвет черный с серыми оттенками. По своей структуре уплотнён. Граница с нижележащим интервалом чёткая, ровная. Интервал представлен средне отсортированным, близким к однородному, в основном разномыслистым песком. Среди обломочных частиц одинаковое количество материала как больше, так и меньше размера $m_d - 0.3$ мм (мода располагается по медиане). Зерна гравия имеют высокую степень окатанности порядка 4 баллов, а – 3 балла. Зерна гравия располагаются хаотично, не соприкасаясь между собой. Форма зерен чешуйчатообразная.

Интервал 75–91.5 см.

Цвет однородный, серый. По своей структуре уплотнён. Контакт между интервалами чёткий, ровный. Интервал представлен неоднородным плохо отсортированным материалом. Осадки в основном представлены гравием и галькой. Среди обломочных частиц преобладают мельче $m_d - 2$ мм, к нижней части слоя мельче $m_d - 1.6$ мм. Окатанность зёрен гравия различна, а песка – 2–3 балла. Зерна гравия располагаются горизонтально, перекрывая друг друга черепичным перекрытием. Зерна гравия имеют чешуйчатообразную форму.

Интервал 91.5–98 см.

Цвет серый. По своей структуре уплотнен. Контакт с нижележащим слоем нечёткий, неровный, границы размыты, горизонт практически сливается с нижележащим слоем. Интервал представлен гравийно-галечный материалом с примесью разномыслистого песка и алеврито-пелитовых частиц. Осадки плохо отсортированы и не однородны.

Среди частиц преобладают зерна мельче $m_d - 2$ мм. Степень окатанности гальки – 1 балл, гравия – 3 балла, песка – 2–3 балла. Зерна

гравия располагаются горизонтально, перекрывая друг друга черепичным перекрытием. Зерна гравия имеют чешуйчатообразную форму.

Структурно-литологическое описание колонки отложений «В»

В разрезе керна «В» просматривается две пачки отложений, верхняя и нижняя. Верхняя пачка представлена в основном гравийным материалом с примесью более мелких зёрен. Нижняя пачка сложена алеврито-пелитовым материалом с примесью осадочного материала более крупных размерностей (табл. 6).

Таблица 6

Гранулометрический состав отложений колонки «В»,%

№ Пачки	Интервал, см	<2	2-1	1-0.5	0.5-0.25	0.25-0.1	0.1-0.05	>0,05	S ₀	S _к	C _и
1	0-19	46.4	20	9.3	5.9	3.9	4.4	10.1	9.0	0.6	58.0
	19-45	43.6	25.7	13.7	7.0	3.2	2.0	4.8	5.3	1.0	8.8
	45-51	53.9	10.2	6.0	4.9	11.6	7.2	6.2	18.0	0.3	41.3
2	51-59	1.5	1.2	0.9	1.7	20.7	50.1	23.9	2.0	1.0	3.8
	59-64	0	0.2	0.4	2.6	9.4	38.2	49.2	3.0	0.8	6.5
	64-65.5	0	0.7	2.7	21.0	18.5	16.1	41.0	8.0	1.4	8.7
	65.5-70	0.1	0.3	0.5	2.5	3.7	16.9	76.0	2.8	0.7	5.3
	70-71	2.0	3.2	3.3	23.5	18.6	13.0	36.4	10.6	1.1	14.1
	71-72	0.1	0.8	0.6	1.2	2.5	12.0	82.8	1.5	0.9	5.3
	72-73	8.8	5.3	3.1	5.1	9.5	13.2	55.0	8.9	1.7	6.0
	73-78	20.0	16.8	9.2	11.3	17.2	10.8	14.7	17.5	1.2	26.6
	78-82	9,3	5,6	3,0	6,0	20,1	29,9	26,1	5,0	1,3	6,0
	82-86	0	0	0	0,8	15,6	54,9	28,7	2,3	0,8	5,3
	86-88	0	0	0	9,7	42,9	29,3	18,0	2,9	0,9	4,6
	88-91	0,6	0,9	0,4	1,0	6,1	41,4	49,6	3,2	0,8	6,3
91-96	8,1	3,7	1,2	0,7	3,6	30,2	52,5	3,4	0,9	6,2	

Интервал 0–19 см.

Цвет серый. По своей структуре уплотнён. Граница с нижележащим интервалом ровная, чёткая. Интервал представлен плохо отсортированным неоднородным материалом. В гранулометрическом составе осадка преобладает гравийно-галечный материал. В структуре слоя обнаружено единичное зерно крупного щебня массой – 36.5 г. Зерна гравия и мелкой гальки имеют степень окатанности 2 балла, форма зерен чешуйчатообразная, расположение – хаотичное. Степень окатанности песка – 3 балла. В обломках преобладают частицы мельче медианы m_d – 2 мм.

Интервал 19–45 см.

Цвет серый с примесью коричневых оттенков. По своей структуре рыхлый. Контакт с нижележащим интервалом нечёткий, неровный, границы между интервалами размыты. Интервал представлен гравийно-галечным материалом с примесью разнозернистого песка. В структуре слоя обнаружено единичное зерно средней гальки со степенью окатанности 2 балла, масса – 21.8г. В целом осадки плохо отсортированы. Зерна гравия сгружены равномерно, контактируют между собой, залегают в основном горизонтально в одной плоскости черепичным перекрытием. Степень окатанности гравия – 4 балла, песка – 3 балла. Среди обломков незначительно преобладают частицы крупнее медианы m_d – 1.75 мм.

Интервал 45–51 см.

Цвет серый. По структуре рыхлый. Контакт с нижним интервалом нечёткий, неровный. Нижняя граница интервала размыта. Интервал представлен плохо отсортированным не однородным материалом, состоящим в основном из гравия и гальки с примесью более мелких фракций. Зерна крупного гравия и мелкой гальки сгружены равномерно по всей толще слоя, контактируют между собой. Располагаются хаотично в различных плоскостях. Форма зерен чешуйчатообразная. Среди обломков преобладают частицы, крупнее медианы m_d – 0.25. Степень окатанности мелкой гальки составляет от 1 до 2 баллов, гравия – 2–3 балла, песка – 2–3.

Интервал 51–59 см.

Цвет светло-коричневый. По структуре плотный. Контакт с нижним слоем ровный, чёткий. Интервал представлен алеврито-пелитовым материалом с примесью песка. Осадки хорошо отсортированы и близки к однородным. Среди обломков преобладают частицы, мельче медианы m_d – 0.071 мм.

Интервал 59–64 см.

Цвет неоднородный серый с коричневыми оттенками. По структуре уплотнён. Контакт с нижним слоем нечёткий, неровный. Слой сложен неоднородным материалом средней сортировки. Осадки представлены фракциями алеврита и пелита, а также мелкозернистым песком. Среди обломков преобладают частицы крупнее медианы m_d – 0.052 мм.

Интервал 64–65.5 см.

Цвет светло-серый. По структуре уплотнён. Граница с вышележащим интервалом четкая, ровная. Прослеживается косоволнистая слоистость, угол которой составляет 15 град. Интервал представлен неоднородным, плохо отсортированным материалом, состоящим в основном из алеврито-пелитовых частиц с примесью разнозернистого песка. Степень окатанности песка 2–3 балла. Среди обломков преобладают частицы мельче медианы m_d – 0.075 мм.

Интервал 65.5–70 см.

Цвет неоднородный, меняется от серого до коричневого. По структуре плотный. Контакт с нижележащим слоем чёткий, ровный, косоволнистый. Интервал представлен алеврито-пелитовым материалом с примесью мелкозернистого песка. Осадки средне отсортированы. Среди обломков преобладают частицы крупнее медианы m_d – 0.031 мм.

Интервал 70–71 см.

Цвет черный. По своей структуре рыхлый, располагается наклонно под углом 45 град. относительно вышележащего слоя. Контакт с нижележащим слоем чёткий, ровный. Интервал представлен неоднородным, плохо

отсортированным материалом. Гранулометрический состав отложений представлен в основном алеврито-пелитовыми частицами и разнозернистым песком. В слое прослеживаются редкие включения мелкого гравия, имеющего степень окатанности 3 балла. Степень окатанности песка 2–3 балла. Зерна гравия вытянуты, овалообразные, между собой не контактируют. Среди обломков преобладают частицы мельче медианы m_d – 0.1 мм. В интервале найдены обломки створок моллюсков.

Интервал 71–72 см.

Цвет серый. По структуре плотный. Глина с косоволнистыми светло-коричневыми микропрослойками. Контакт с нижним слоем чёткий, ровный, косоволнистый шов. Интервал представлен однородным, хорошо отсортированным алеврито-пелитовым материалом.

Среди обломков преобладают частицы крупнее медианы m_d – 0.03 мм. В структуре интервала встречаются редкие зерна хорошо окатанного мелкого гравия, их степень окатанности составляет 4 балла.

Интервал 72–73 см.

Цвет коричневый с серыми оттенками. По своей структуре плотный. Контакт с нижним слоем ровный, чёткий. Интервал представлен алеврито-пелитовым материалом с примесью более крупных фракций. Осадки не однородны и плохо отсортированы. Степень окатанности гравия составляет 2–3 балла. Песок имеет степень окатанности 3–4 балла. Форма зерен гравия уплощенная, вытянутая. Частицы располагаются равномерно по всему слою, иногда контактируют между собой, ориентированы в различных плоскостях. Среди обломков преобладают частицы мельче медианы m_d – 0.045 мм.

Интервал 73–78 см.

Цвет серый и светло-коричневый. По структуре плотный. Контакт с нижним слоем чёткий, ровный. Интервал представлен плохо отсортированным материалом. В гранулометрическом составе осадков преобладает гравийная фракция с примесью более мелких частиц. Окатанность зерен гравия составляет 2–3 балла, песок имеет степень

окатанности 2 балла. Форма зерен гравия чешуйчатообразная. Среди обломков в основном преобладают крупные частицы, мельче медианы m_d – 0.38 мм.

Интервал 78–82 см.

Цвет серый, иногда встречаются чёрные прослойки. По своей структуре уплотненный. Контакт с нижним слоем чёткий, ровный. Интервал представлен алеврито-пелитовым материалом с примесью более крупных частиц. В структуре слоя найдена частица, по своей размерности соответствует среднему щебню (m – 20.0 г). Осадки плохо отсортированы. Степень окатанности гравия 3–4 балла, песок имеет степень окатанности 3 балла. Зерна гравия распределены равномерно по всему слою, друг с другом не контактируют. Ориентированы хаотично. Форма зерен чешуйчатообразная. Среди обломков преобладают частицы мельче медианы m_d – 0.09 мм.

Интервал 82–86 см.

Цвет светло-серый, встречаются линзы темно-серого и черного цвета. По своей структуре уплотнён. Контакт с нижележащим слоем чёткий, ровный. Интервал представлен средне отсортированным, близким к однородному материалом, состоящим из частиц алеврито-пелитовой размерности и мелкого песка. Среди обломков преобладают частицы крупнее медианы m_d – 0.07 мм. В интервале присутствует большое количество органики (обломки створок моллюсков).

Интервал 86–88 см.

Цвет черный, с оттенками серого. По структуре плотный, не пластичный. Контакт с нижележащим слоем ровный, нечёткий. Интервал представлен разнотельным песком и алеврито-пелитовым материалом. Осадки средне отсортированы. Степень окатанности песка – 2 балла. Среди обломков преобладают частицы крупнее медианы m_d – 0.11 мм. В интервале присутствует большое количество органики.

Интервал 88–91 см.

Цвет светло-коричневый, иногда в структуре слоя прослеживаются линзы темно-серого цвета. По структуре плотный, пластичный. Контакт с нижележащим слоем ровный, чёткий. Интервал представлен средне отсортированным материалом. В гранулометрическом составе преобладают алеврито-пелитовые частицы. Среди обломков преобладают крупные частицы, крупнее медианы $m_d - 0.05$ мм.

Интервал 91–96 см.

Цвет от темно- до светло-серого с оттенками светло-коричневого. По своей структуре плотный, пластичный, мажется. Контакт с нижележащим слоем нечёткий, размытый. В интервале прослеживается внутренняя волнистая линзовидная микрослоистость. Светлые слои (залегают линзами) перекрываются более темными. Толщина слоев 0.2 см. Интервал представлен алеврито-пелитовым материалом с примесью гравия. Осадки в целом средне отсортированы. Степень окатанности зерен гравия составляет 3–4 балла. Зерна распределены равномерно по всему слою. Друг с другом не контактируют. Ориентированы хаотично. Форма зерен чешуйчатообразная. Среди обломков преобладают крупные частицы, крупнее медианы $m_d - 0.047$ мм.

Структура вскрытых отложений характеризует резкие существенные изменения в условиях осадконакопления. Осадкообразование в данном бассейне тесно связано с сезонными колебаниями, а также колебаниями климатических условий в регионе в целом. Аккумуляция осадочного материала происходила в основном под действием гидродинамических процессов. На характер структуры разрезов донных отложений, в строении которых четко прослеживается цикличность накопления терригенного вещества (чередование осадков грубой фракции с илистыми прослоями), непосредственное воздействие оказывает повторяющееся экстремальное ураганное штормовое волнение.

6.1.2. Донные отложения рельефа дна депрессии залива

Донная поверхность подводного рельефа центральной глубоководной зоны залива представлена преимущественно мягким мелкоалевритовым илом с примесью зёрен песка и донно-каменного материала. Поверхностный полужидкий слой (0–1 см) донных осадков представлен повсеместно коричневым мелкоалевритовым илом, далее в глубину осадочной толщи следует тёмно-серый слой плотной, вязкой глины с чёрными примазками и большим количеством органики.

Для современных донных отложений осевой части залива характерна слоистость. По данным более ранних исследований (Тарасов и др., 2003; Митяев и др., 2005) в структуре отложений выделяется 3 слоя.

Поверхность представлена окисленным светло-коричневым слоем, мощностью 0.5 см. Слой мягкий, сильно обводнен, сложен мелкодисперсным илистым материалом с различной примесью разнозернистого песка и зерен гравийно-галечной размерности. Контакт с нижним слоем чёткий, ровный. Средний слой, мощностью от 5 до 10 см, представлен однородным, мягким, пластичным алеврито-пелитовым материалом с отдельными обломками ДКМ и включениями гидротроиллита. Контакт с нижним слоем не чёткий, размытый. Слой плавно перетекает в нижележащий восстановленный слой, вскрытая мощность которого варьирует от 6 до 12 см. Цвет серый, с черными примазками гидротроиллита. Слой представлен плотной, вязкой и пластичной глиной с большим содержанием донно-каменного материала.

Изучение вещественного состава донных отложений показало, что в основном в осадочном материале содержатся серые аргиллиты, светло-серые мелкозернистые кварцево-слюдистые алевролиты и кварцевые песчаники (нередко лимонитизированные), единичные обломки массивных и полосчатых кварцитов.

Основой кластической составляющей осадка является аргиллит, на его долю в среднем приходится 30 % (максимально 70 %), а также кварцево-

слюдистые алевролиты (в среднем около 10 %). Содержание прочих пород выражено единичными знаками (Митяев и др., 2005).

Самые распространенные в регионе минералы во фракции среднего песка отложений – кварц (SiO_2) и полевые шпаты ($\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$; $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$; $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$). Этими минералами представлено около 45 % состава осадков. На их долю приходится кварца – 30 % в то время как на долю полевых шпатов – 15 % минералов. Зерна кварца и полевого шпата могут быть частично покрыты охристым налетом гидроокислов железа.

Остальные 55 % минерального состава отложений представлены более широким спектром минералов: мусковит $\text{Al}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$; глауконит $\text{K}(\text{H}_2\text{O})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2 \times n\text{H}_2\text{O}$; хлорит $(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH})_6$; анатаз TiO_2 ; биотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$; пирит (FeS_2). Велика доля неопределимых выветрелых пород (до 12 %). Помимо минеральных соединений в донных отложениях встречаются элементы органики: часть талломов водорослей, обломки раковин двустворчатых моллюсков, остатки трубок полихет.

6.2. Скорость осадконакопление в заливе Грэн-фьорд

Для залива характерно неравномерное распределение скорости накопления осадков. Так в прибрежных районах, примыкающих к устьевым зонам рек, накопление осадочного материала происходит ускоренными темпами и может превышать среднюю по заливу динамику в 100–1000 раз (Everhoi et al., 1983). Определяющим фактором в данном аспекте является мутность водотоков впадающих в залив. Из литературы известно (Hoskin, Burrell, 1972; Repp, 1979; Elverhei et al., 1980; Molnia, Hein, 1982; Gilbert, 1982), что при концентрации терригенного материала во взвеси водотоков 1–5 г/л, осадконакопление в бассейне седиментации протекает в скоростном и сверхскоростном темпе. Динамика накопления осадков в таких условиях может составлять приблизительно 0.1–3 м/год.

В заливе Грэн-фьорд скорость осадконакопления крайне изменчива и не стабильна (рис. 30, 31). Седиментация испытывает пространственно-временные изменения, приуроченные к динамике водной среды.

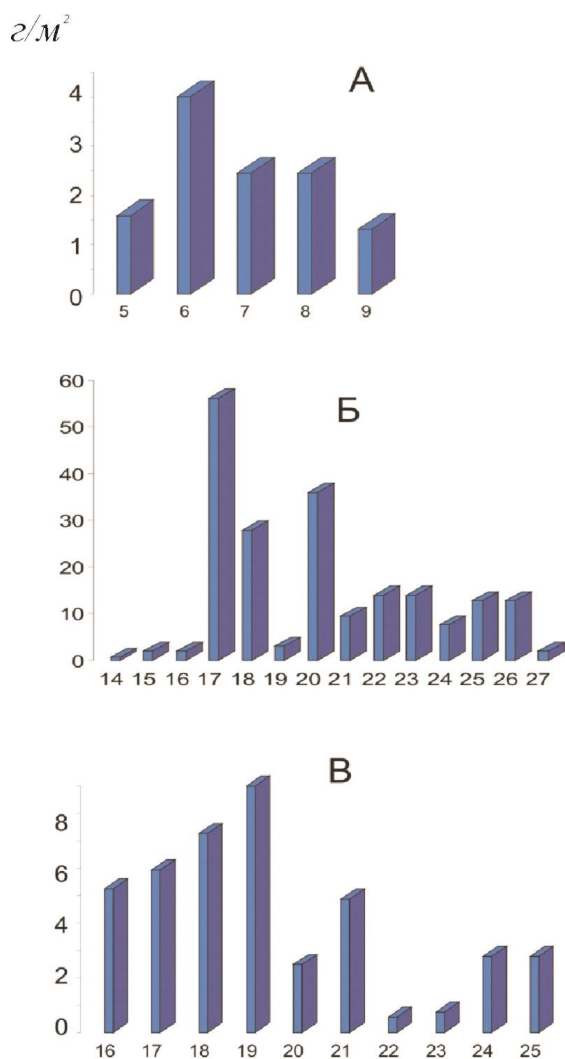


Рис. 30. Суточная изменчивость содержания осадочного вещества на станции 3 в 2012 г. : А- в апреле; Б- в июне; В- в сентябре (Тарасов, 2013).

В районе достаточно водотоков, способствующих ускоренным темпам осадконакопления в бассейне. Скорость осадконакопления значительно снижается при удалении от источника поступления терригенного материала и в осевой части залива достигает средних значений по заливу. Динамика осадконакопления в южной части залива существенно выше. По данным исследований (Тарасов, 2004), количество поставляемого на дно терригенного материала в районе Грендален летом составляет около $2 \text{ кг}/\text{м}^2$ в месяц (1.4

мм/мес.), а с удалением в центральную часть залива наблюдается уменьшение концентрации до 0.5 кг/м² в мес. (0.3 мм/мес).

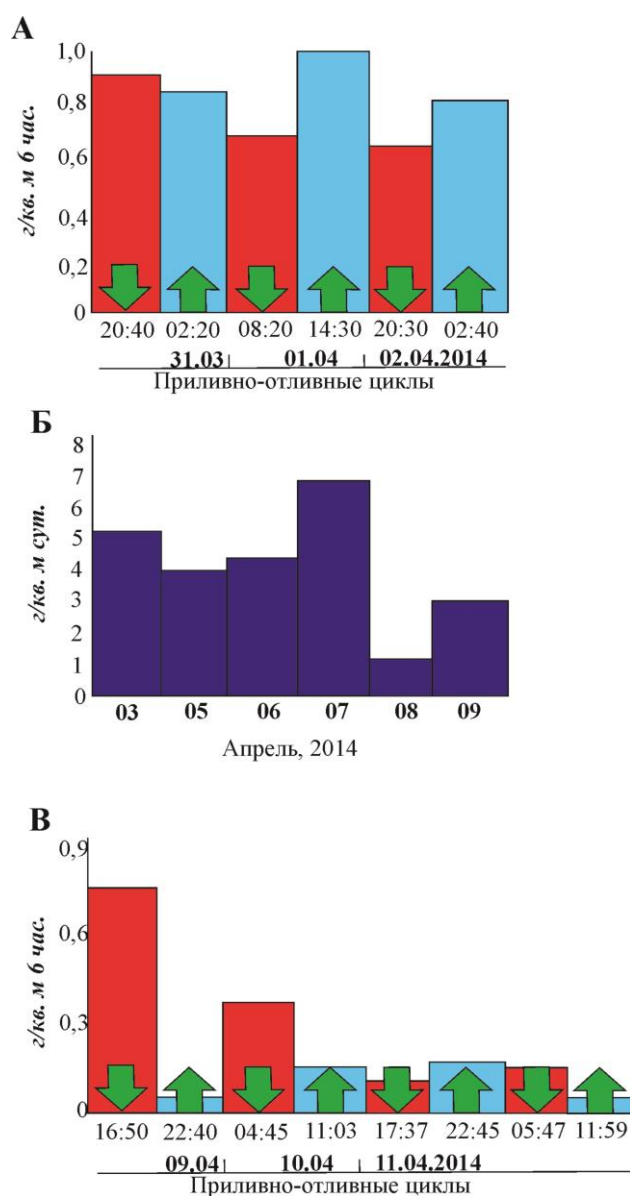


Рис. 31. Изменчивость содержания осадочного вещества на станции 3 в Холодный сезон 2014 г. : А, В – в приливные отливные циклы, Б – суточные циклы (Мещеряков и др., 2014).

Наиболее интенсивное поступление терригенного материал на дно залива приходится на теплый сезон (конец мая–начало сентября). В этот период времени основное поступление осадочного материала в залив происходит с речным стоком. В целом содержание взвеси в пересчёте на

минеральную составляющую отмечается максимально в июне со средним значением 14.3 г/м^2 (рис. 30). По нашим данным концентрация минерального осадочного вещества в зимний период (март-апрель) колеблется в пределах $0.03\text{--}1.1 \text{ г/м}^2$ в приливных циклах и $1.16\text{--}6.7 \text{ г/м}^2$ в суточных циклах (рис. 31). Скорость осадконакопления в это время не превышает 0.07 мм/мес. (0.1 кг/м^2).



Рис. 32. Скорость седиментации в заливе Грэн-фьорд.

В целом, по данным многолетних наблюдений количественного содержания терригенных частиц во взвеси (Тарасов, 2010; Мещеряков и др., 2014; Тарасов, Мещеряков, 2015), выполненных нами с использованием седиментологических ловушек на стационарной точке залива, расположенной в районе менее подверженного влиянию речного стока севернее мыса Финнесет (станция 3), скорость накопления современных

осадков составляет 1 мм/год, в том числе – максимально – около 0.3 мм (в июне) и минимально – 0.025 мм/мес. (в феврале) (рис. 32).

ВЫВОДЫ

- Основные черты современного осадкообразования в заливе Грён-фьорд предопределяются перигляциальными процессами и явлениями в сочетании с гидродинамическим режимом в районе.
- Среди современных экзогенных процессов, влияющих на ход седиментации осадочного вещества в бассейне, главенствуют сток талых ледниковых вод и ледовый разнос.
- Преимущественно высоким темпом осадкообразования с преобладанием мелкоалеврито-илистых фракций выделяются мелководные приустьевые зоны рек Грэндален и Грёнфьорд. В летний период здесь происходит «лавиная» поставка осадочного вещества речным стоком и осаждение основной массы (до 90 %) терригенного материала.
- Впервые выявлены региональные особенности содержания во взвеси терригенного осадочного вещества для зимнего, весеннего, летне-осеннего периодов и обоснованы основные закономерности формирования современных донных отложений в заливе. В летний период поступление осадочного вещества в залив происходит за счёт стока талых ледниковых вод и ледового разноса и в пересчёте на минеральную составляющую отмечается со средним значением 14.3 г/м². Зимой приток взвеси в залив крайне ограничен из-за замерзания речной системы и стока талых ледниковых вод. Преимущественно в водной массе залива циркулируют минеральные частицы пелитовой размерности, не осевшие за летне-осенний сезон, а также частицы ледового переноса. При этом масса осадочного вещества в зимний период колеблется в пределах 0.03–1.1 г/м² в приливных циклах и 1.16–6.7 г/м² в суточных циклах.
- Скорость накопления современных осадков составляет 1 мм/год, в том числе – максимально – около 0.3 мм (в июне) и минимально – 0.025 мм/мес. (в феврале). В приустьевых зонах рек 1.4 мм/мес. – летом, 0.07 мм/мес. – зимой. Темпы осадконакопления в летний сезон превышают подобные значения в зимний сезон в среднем по заливу в 12, а в приустьевых зонах рек в 20 раз.
- На характер структуры разрезов донных отложений, в строении которых четко прослеживается цикличность накопления терригенного вещества (чередование осадков грубой фракции с илистыми прослоями), непосредственное воздействие оказывает повторяющееся экстремальное ураганное штормовое волнение.

Список литературы:

Аксенов А.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С. и др. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. – М.: Наука, 1987. – 278 с.

Алдарова Н.В., Л.Э. Нугис, Терентьева Е.С., Рыбчак Н.В. Синоптические условия возникновения сильных ветров на архипелаге Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена. – Апатиты, 2006. – Вып. 6. – С. 209–225.

Андреева И. А., Лапина Н. Н. Методика гранулометрического анализа донных осадков Мирового океана и геологическая интерпретация результатов лабораторного изучения вещественного состава осадков. – СПб.: ВНИИ Океангеология, 1998. – 50 с.

Анциферова А.Р., Мокротоварова О.И., Сиеккинен Е.Д. Изменения климата на Архипелаге Шпицберген. Климатические особенности зимы 2013–2014 гг. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Комплексные исследования природы Шпицбергена. – М.: ГЕОС, 2014. – Вып.12. – С. 16–21.

Асминг В.Э., Виноградов А.П., Баранов С.В. Сейсмичность архипелага Шпицберген в 2004 г. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. – Апатиты, 2005. – Вып. 5. – С. 81–85.

Баранов С.В., Виноградов А.Н. Сейсмичность района Шпицберген в 2012–2013 годах // Комплексные исследования Шпицбергена. – М.: ГЕОС, 2014. – Вып.12.– С. 21–27.

Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. – Л., 1980. – 350 с.

Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Токарев М.Ю., Калашиников А.Ю., Мирошниченко Д.Е., Резников Д.С. Радиофизические исследования ледника Альдегонда на Шпицбергене в 1999 г. // Материалы гляциологических исследований. – М., 2001. – Вып. 90. – С. 86–99.

Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я. Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Гренфьорд и Фритьоф на Шпицбергене // Лёд и Снег. – 2014. – 54(1). – С. 5–19.

Васильев А.В., Шмидт С.В. Водно–технические изыскания. – Л.: Гидрометеоздат, 1970. – С. 32–99, – С. 152–162.

Гидрометеорология и гидрохимия СССР. Т.1 Баренцево море. Вып. I. Гидрометеорологические условия. – Л.: Гидрометеоздат, 1990. – 280 с.

Глазов М.В., Горячкин С.В., Жидков В.Н. Баренц, Шпицберген, Арктика. Маршруты 1996 года // *Природа.* – 1997. – № 8. – С. 46–51.

Горячкин С.В., Караваева Н.А., Таргульян В.О. Гео–география почв Арктики: современные проблемы // *Почвоведение.* – 1998. – № 5. – С. 520–530.

Гохман В.В. Режим стока рек на о. Западный Шпицберген // *Материалы гляциологических исследований.* – 1988. – № 62. – С. 96–103.

Гляциология Шпицбергена. – М.: Наука, 1985. – 200 с.

Горюнова Н.В., Шевченко В.П. Исследование аэрозолей и нерастворимых частиц в снежном покрове на дрейфующих льдах западной части Российской Арктики в августе–сентябре 2006 г. // *Проблемы Арктики и Антарктики.* – 2008. – № 1(78). – С. 112–117.

Горюнова Н.В., Шевченко В.П. Новые данные о распределении и вещественном составе нано– и микрочастиц в снеге Арктики. // *Проблемы Арктики и Антарктики.* – 2013. – № 4(98). – С. 71–78.

Демешкин А.С. Геоэкологическая оценка природной состояния в районе расположения российского угледобывающего рудника Баренцбург на архипелаге Шпицберген. Дис. канд. Геогр. Наук. – 2015. – 181 с.

Добровольский В.В. Геохимия почв Шпицбергена // *Почвоведение.* – 1990. № 2. – С. 5–20.

Добровольский В.В. Основные черты геохимии арктического почвообразования // *Почвоведение.* – 1994. – № 6. – С. 85–93.

Дрогайцев Д.А. Взаимодействие арктических морей с атмосферой. – М.; Л.: Гидрометеоздат, 1949. – 147 с.

Евдокимов А.Н. Вулканы Шпицбергена. – СПб., 2000. – 123 с.

Есин Н.В., Савин М.Т., Жилыева А.П. Абразионный процесс на морском берегу. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. 200 – с.

Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. – М.: Наука, 1962. 710 – с.

Иванов Б.В., Священников П.Н., Семенов А.В. Исследования климата и метеорологического режима архипелага Шпицберген // *Новости МПГ [Международного полярного года] 2007/08 : информ. бюл.* – 2008. – № 16. – С. 2–4.

Иванов Б.В., Журавский Д.М. Ледовые условия в заливе Грэн–фьорд (Архипелаг Шпицберген) за период 1974–2008 гг. // *Проблемы Арктики и Антарктики.* – 2010, – №2 (85), – С. 29–34.

Иванов Б.В., Журавский Д.М., Священников П.Н., Павлов А.К., Многолетняя изменчивость ледового режима в заливе Грен–фьорд (арх. Шпицберген) // *Комплексные исследования Шпицбергена.* – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2010. – Вып.10. – С. 398–402.

Иванов Б.В., Павлов А.К., Андреев О.М., Журавский Д.М., Священников П.Н. Исследование снежно–ледяного покрова залива Грэн–фьорд (Архипелаг Шпицберген): исторические данные, натуральные исследования, моделирование. // *Проблемы Арктики и Антарктики.* – 2012. – №2(92). – С. 43–54.

Изменение климата: Оценка МГЭИК за 1990 г. и 1992 г. – Канада, 1992. – 168 с.

Каплина Т.Н., Качурин С.П. Солифлюкционные явления и образования. В кн.: *Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования (методическое руководство).* – М., Изд–во АН СССР, – 1961. – глава XI.

Кацулина Г.М. Геохимические особенности почв окрестностей пос. Баренцбург, Шпицберген // *Комплексные исследования природы Шпицберге–на.* – Апатиты, 2003. – Вып. 3. – С. 321–330.

Классификация и диагностика почв России. – Смоленск: Ойкумена, 2004. – 342 с.

Кокин О.В. Рельеф и отложения краевых зон ледников Западного Шпицбергена (на примере ледников Грэнфьорд и Альдегонда). Автореф... дис. канд. геог. наук. –2010. – 24 с.

Кокин О.В., Тарасов Г.А. Подводный рельеф и донные отложения приледникового озера Ледовое (Западный Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. – М.: ГЕОС, 2008. – Вып. 8. – С. 173–177.

Кокин О.В., Мавлюдов Б.Р. Рельеф подводного берегового склона западного побережья Грэн-фьорда (участок р. Брюде – р. Альдегонда). // Комплексные исследования природы Шпицбергена. – М.: ГЕОС, 2009. – Вып. 9. – С. 283–289.

Королева Н.Е. Растительность // Флора и растительность побережья залива Грен-фьорд (архипелаг Шпицберген) / Под ред. Н.А. Константиновой и Н.Е. Королевой. – Апатиты, 2008. – С. 11–39.

Корякин В.С. Ледники Арктики. – М., «Наука», 1988. – 160 с.

Красильщиков А. А., Абакумов С. А., Лившиц Ю. Я. и др. Объяснительная записка к комплексу геологических карт архипелага Шпицберген // Российские геологические исследования на Шпицбергене 1962–1996. Ломоносов, – 1998. – С. 18–24.

Куликов И.О. Шахты на Шпицбергене. – М.: 1964. – 112 с.

Лаврушин Ю.А. Четвертичные отложения Шпицбергена. – М.: Наука, 1969. – 181 с.

Леонтьев О.К. Геоморфология морских берегов и дна. – М., 1955, – 379 с.

Леонтьев О.К. Геоморфология морских берегов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1961. – 215 с.

Лисицын А.П. О типах морских отложений связанных с деятельностью льдов // Докл. АН СССР. – 1958. – Т. 118, № 2. – С. 373–376.

Лисицын А.П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала // Современные осадки морей и океанов. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 232–284.

Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беренговом море. – М.: Наука, 1966. – 564 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации // Литология и геохимия. – М., 1978. – 390 с.

Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. – М.: Наука, 1994. – 447 с.

Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. – М.: 1973. – 224 с.

Лонгинов В.В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 231 с.

Мавлюдов Б.Р. Некоторые сведения о гидрологии ледника Альдегонда (Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. – С. 120–125.

Мавлюдов Б.Р. О деградации горно–долинных ледников Шпицбергена // Комплексные исследования Шпицбергена. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2004. – Вып.4. – С.207–216.

Мавлюдов Б.Р. Исследования ледника Тавле и его внутренних дренажных каналов, земля Норденшельда, Шпицберген // Комплексные исследования Шпицбергена. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН 2007, – Вып.7. – С. 187–200.

Мавлюдов Б.Р. Внутренний дренаж ледника Альдегонда (Шпицберген) // Комплексные исследования Шпицбергена. – М.: ГЕОС, 2009. – Вып.9. – С. 314–325.

Мавлюдов Б.Р., Кокин О.В. Был ли ледник Альдегонда (Западный Шпицберген) пульсирующим? // Природа шельфа и архипелагов европейской Арктики. Материалы международной научной конференции (Мурманск 2008 г.) – М.: ГЕОС, 2008. – Вып.8. – С.222–226.

Махинов А.Н., Иванов А.В., Шестеркина Н.М. Динамика льда и ледовый морфолитогенез в прибрежной зоне Тугурского залива (Охотское море)// Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. – М.: Наука, 1992. – С. 67–79.

Матишов Г.Г. Геоморфология дна и некоторые особенности гляциального морфогенеза и подводной окраины Западного Шпицбергена // Океанология. – 1978. – Т. XVIII. Вып. 2. – С. 255–262.

Матишов Г.Г. Геоморфологические признаки воздействия Скандинавского, Новоземельского, Шпицбергенского ледникового покровов на поверхность дна Баренцева моря // Океанология. – 1980. –Т. 20, № 4. – С. 669–680.

Матишов Г. Г. Дно океана в ледниковый период. – М.:Наука, 1984. – 176 с.

Матишов Г. Г. Гляциальная и перигляциальная геоморфология дна подводной окраины Западного Шпицбергена // Комплексные исследования природы Шпицбергена. – Апатиты, 2002. – Вып. 2. – С. 33–35.

Моисеев Д.В., Ионов В.В. Некоторые результаты океанографических исследований в заливах и фьордах о. Западный Шпицберген летом 2001 и 2002 гг.// Комплексные исследования природы Шпицбергена.– Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2006. – Вып. 6. – С. 261–270.

Моисеев Д.В., Громов М.С. Термохалинные условия в заливах и фьордах о. Западный Шпицберген летом 2003 и 2008 гг. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. – М.:ГЕОС, 2009. – Вып. 9. – С. 332–335.

Мещеряков Н.И. Закономерности седиментационных процессов в береговых перигляциальных областях залива Грен–фьорд (Западный Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. – М.: ГЕОС, 2012а, – Вып.11.– С. 179–185.

Мещеряков Н.И. Морфометрические особенности и геоморфологический облик залива Грен–фьорд // Материалы XXX юбилейной конференции молодых ученых Мурманского морского биологического института. Мурманск: – Изд. ММБИ КНЦ РАН, 2012б. – С.126–129.

Мещеряков Н.И. Накопление и перераспределение осадочного материала в устьевой зоне реки Грендален (Западный Шпицберген) // Вестник МГТУ. – Мурманск: изд. МГТУ, 2013а. – Т. №3. – С 501–505.

Мещеряков Н.И. Изучение ледового переноса осадочного вещества в заливе Грен–фьорд // Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. – М.: ГЕОС, 2013б. – С. 54–58.

Мещеряков Н.И. Структурные особенности песчаной косы залива Грен–фьорд// Материалы XIV международной научной конференции студентов и аспирантов «Проблемы арктического региона». – Мурманск: ММБИ КНЦ РАН, 2014. – Том I. – С.113–115.

Мещеряков Н. И., Бобров К.А., Тарасов Г.А. Седиментологические и океанологические исследования в апреле 2014 года в заливе Грен–фьорд //

Комплексные исследования природы Шпицбергена. – М.: ГЕОС, 2014. – Вып.12. – С. 210–214.

Mitt K.L. О делювиальном сносе в перигляциальных условиях. В кн.: Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. – М., Изд-во АН СССР, 1962. – С.28–34

Митяев М.В., Погодина И.А., Герасимова М.В. Фациальная изменчивость современных отложений залива Грэн-фьорд, Западный Шпицберген. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005. – Вып. 5. – С. 190–202.

Митяев М.В., Герасимова М.В. Современные экзогенные процессы. Карельский берег Кандалакшского залива Белого моря. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. – 102 с.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – Вып. 6, ч.2; – 1973. – Вып. 7, ч.1; – 1975.– Вып. 6, ч.1.

Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). – М.:Наука, 1975. – 276 с.

Отчёт ЛГПО «Севморгеология» работы по выявлению источников водоснабжения 1983–1984 гг. – Л. Ч.1. – 71 с.; – Ч.2. – 101 с.

Павлов А.К., Иванов Б.В., Журавский Д.М., Тверберг В. Потепление в заливах Западного Шпицбергена: кратковременное явление или устойчивая тенденция? // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2010а. – №3 (86). – С. 70–78.

Павлов А.К., Иванов Б.В., Журавский Д.М., Тверберг В., Гранског М., Фальк–Петерсен С. Многолетняя изменчивость океанографического режима в заливах Западного Шпицбергена.// Комплексные исследования природы Шпицбергена. Комплексные исследования природы Шпицбергена. – М.: ГЕОС, 2010б. – Вып.10. – С. 16–21.

Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А., Дунаев Н.Н., Никифоров Ф.Л. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. – М.: ГЕОС, 1998. – 187 с.

Переверзев В.Н. Почвы побережий фьордов острова Западный Шпицберген. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2012. – 122 с.

Переверзев В.Н., Литвинова Т.И. Почвы морских террас и коренных склонов на побережьях фьордов острова Западный Шпицберген // Почвоведение. – 2010. – №3. – С. 259–269.

Переверзев В.Н., Салтан Н.В. Криотурбированные и слабо развитые почвы острова западный Шпицберген // Комплексные исследования Шпицбергена. – М.: ГЕОС, 2012. – Вып.11. – С.215–218.

Петелин В.П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. – М.: Наука, 1967. – 125 с.

Потоки осадочного вещества / В.Н. Лукашин, В.П. Шевченко, Е.А. Романкевич и др. // Биогеохимия пограничных зон Атлантического океана. – М.: Наука, 1994. – С. 273–279.

Промысловые водоросли Ис-фьорда архипелага Шпицберген (методические рекомендации). – Мурманск: ПИПРО, 1988. – Часть I. – 40 с.

Прямыков М.В., Голованов О.Ф., Третьяков М.В., Нильсен Ф. Основные результаты океанографических исследований в заливе Грён-фьорд (Западный Шпицберген) в рамках экспедиции А-162 в 2006–2007 г. // Новости МПГ – СПб, 2008. – №11, – С.10–15.

Режим и эволюция полярных ледниковых покровов. Ред. В. М. Котляков. – СПб.: Гидрометеоздат, 1992. – 232 с.

Семевский Д.В. К вопросу о возрасте вулкана Сверре. Материалы по геологии Шпицбергена. – Л.: Изд. НИИГА, 1965. – С. 272–275.

Семевский Д.А. Неотектоника архипелага Шпицберген. – Л., 1967. – С. 225–238.

Семевский Д.В. Основные этапы развития архипелага Шпицберген в плиоцен–четвертичное время // Материалы по стратиграфии Шпицбергена. – Л.: Изд. НИИГА, 1967. – С. 216–224.

Семевский Д.В., Шкатов Е.П. Геоморфология Земли Норденшельда (Западный Шпицберген) // Материалы по геологии Шпицбергена. – Л., 1965. – С. 232–240.

Семенов А.В., Анциферова А.Р., Даыдов А.А. Климат Баренцбурга. Изменения основных характеристик за последние 40 лет (по данным наблюдений зональной гидрометобсерватории «Баренцбург») //

Комплексные исследования природы Шпицбергена. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. – С. 139–145.

Семёнов А.В., Давыдов А.А., Ипатов А.Н. Гидрологическое обследование озера Биенда–Стемме (Архипелаг Шпицберген) // Комплексные исследования Шпицбергена. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН 2003. – Вып.3. – С. 127–136.

Соловьянова И.Ю., Третьяков М.В. Наблюдение за стоком взвешенных наносов рек бассейна залива Грен–фьорд // Комплексные исследования Шпицбергена. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2004. – Вып.4. – С. 230–236.

Соловьянова И.Ю., Третьяков М.В., Прямиков С.М. Особенности формирования стока р. Альдегонда (Шпицберген)// Комплексные исследования Шпицбергена. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005. – Вып.5. – С. 348–355.

Степанова Л.Е. Количественная оценка роли прибрежных льдов в динамике берегов Охотского моря // Экзогенное рельефообразование на Дальнем Востоке. – Владивосток: Изд. ДВНЦ АН СССР, 1985. – С. 90–97.

Суходровский В.Л. Склоновые процессы в перигляциальной зоне Земли Франца–Иосифа. Известия Академии Наук. – 1962а, –№ 6. Серия геогр. – С. 85–93.

Суходровский В.Л. Физическое выветривание горных пород в приледниковой зоне Земли Франца–Иосифа. В кн.: Исследование ледников и ледниковых районов. – М., Изд. АН СССР, 1962б. – Вып. 2.

Танцюра А.И. О течениях Баренцева моря // Тр. ПИНРО. – 1959. – Вып. 11. – С. 35–54.

Тарасов Г.А. К литологии фиордовых осадков Западного Шпицбергена. Доклады АН СССР. – 1977. – Том 233. №5. – С. 944–947.

Тарасов Г.А. Количественная оценка терригенных включений морского льда в прибрежной зоне Баренцева моря // Докл. АН СССР. – 1981. – Т. 256. №4. – С. 936–940.

Тарасов Г.А. Роль водорослей в перемещении и отложении осадочного материала в условиях Мурманского берега Баренцева моря // Подводные биологические исследования. – Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1982. – С. 57–63.

Тарасов Г.А. Позднечетвертичная история развития Западного Шпицбергена // Комплексные исследования природы Шпицбергена. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. – С. 54–61.

Тарасов Г.А. Новые данные о потоках осадочного вещества в заливах Грен–фьорд (Западный Шпицберген). // Комплексные исследования Шпицбергена. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН 2004, Вып.4. – С. 151–158.

Тарасов Г.А. Новые данные изучения ледового транспорта осадочного вещества в заливе Грен–фьорд. // Комплексные исследования Шпицбергена. – М.: ГЕОС, 2010. – Вып.10. – С. 480–485.

Тарасов Г.А. Новые представления о суточной изменчивости потока осадочного вещества в фьордовом заливе Шпицбергена // Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. – М.: ГЕОС, 2013. – С. 97–102.

Тарасов Г.А., Матишов Г.Г. Особенности ледового седиментогенеза на шельфе Западно-Арктических морей // Докл. РАН, 1998. – Т. 360. № 6. – С. 799–802.

Тарасов Г.А. Хасанкаев В.Б., Матишов Г.Г. Осадочное вещество ледового транспорта на Баренцево– Карском шельфе // Биология и океанография Карского и Баренцева морей. (по трассе Севморпути). – Апатиты: Изд–во КНЦ РАН, 1998. – С. 33–39.

Тарасов Г.А., Погодина И.А., Хасанкаев В.Б., Кукина Н.А., Митяев М.В. Процессы седиментации на гляциальных шельфах. – Апатиты: КНЦ РАН, 2000. – 473 с.

Тарасов Г.А., Костин Д.А., Митяев М.В., Герасимова М.В. Об условиях седиментогенеза в заливе Грен–фьорд (Западный Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. – Апатиты: Изд–во КНЦ РАН, 2003. – Вып. 3. – С. 91–98.

Тарасов Г.А., Кокин О.В. Новые данные о возрасте напорного вала ледника Грэнфьорд // Комплексные исследования природы Шпицбергена. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2007. – Вып. 7. – С. 85–92.

Тарасов Г.А., Мещеряков Н.И. Ледовый режим и процессы осадкообразования в заливах Шпицбергена // Материалы XXI международной научной конференции (школы) поморской геологии. – М.: ГЕОС, 2015. – С. 319–322.

Третьяков М.В., Голованов О.Ф., Павлов А.К., Пряников С.М., Иванов Б.В. Результаты комплексных океанографических исследований залива Грен-фьорд (Западный Шпицберген) летом 2006 г. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2007. – Вып. 7. – С. 164–175.

Троцкий Л.С. О голоценовых стадиях оледенения на Шпицбергене // Материалы гляциологических исследований. Хроника обсуждения. – 1971. – №18. – С.63–68.

Троцкий Л.С. История оледенения архипелага. – В кн.: Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). – М., «Наука», 1975, – С. 226–241.

Троцкий Л. С., Ходаков В. Г. О приледниковых наледях на Шпицбергене // Материалы гляциологических исследований. – 1983. – Вып. 46. – С. 149 –151.

Чувардинский В.Г. Геолого–геоморфологическая деятельность припайных льдов (по исследованиям в Белом море) // Геоморфология. – 1985. – №3. – С.70–77.

Шарин В.В. Рельеф и четвертичные образования архипелага Шпицберген и прилегающего шельфа: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – 2004. – 16 с.

Шарин В.В. Геоморфологическое строение центральной части острова Западный Шпицберген (архипелаг Шпицберген). // Геоморфологический процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения – труды (коллектив авторов). – М.: МГУ, 2010. – С. 379–381.

Шарин В.В., Е.И. Лазарева. Субаквальный рельеф озера Линне (Шпицберген). Комплексные исследования природы Шпицбергена. – Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2016. – Вып. 13. – С. 395–398.

Шарин В.В., Окунёв А.С., Лазарева Е.И. Геоморфологическая карта центральной части острова Западный Шпицберген (Земля Норденшельда, архипелаг Шпицберген). Масштаб 1:50000, – СПб.: «Ренова», 2012 а.

Шарин В.В., Окунёв А.С. Карта четвертичных отложений центральной части острова Западный Шпицберген (Земля Норденшельда, архипелаг Шпицберген). Масштаб 1:50000, – СПб.: «Ренова», 2012 б.

Шевнина Е.В., Соловьянова И.Ю., Быстров М.А. Результаты наблюдения за стоком ледника Альдегонда в августе–сентябре 2002 года // Комплексные исследования Шпицбергена. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2003. – Вып.2. – С.207–216.

Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. – М.: Наука. 2006. – 226 с.

Шевченко В.П. Роль эолового и ледового переноса вещества в современном осадконакоплении в Арктике // Концептуальные проблемы литологических исследований в России. Материалы 6–го Всероссийского литологического совещания (Казань, 26–30 сентября 2011 г.). Т. II. Казань: Казанский университет. – 2011. – С. 476–480.

Шуилов Э.В., Шкарубо С.И., Разницин Ю.Н. Неотектоника северной части Норвежско–Гренландского бассейна (особенности строения и развития хребта Книповича и Поморского периокеанического прогиба) // Докл. АН. – 2006. – Т. 410, № 4. – С. 506–511.

Шуилов Э.В., Шкарубо С.И., Голубев В.А. Геодинамическая эволюция северного сегмента Норвежско–Гренландского бассейна: асимметричный или вторичный спрединг? // Комплексные исследования Шпицбергена. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2007. – Вып.7. – С.94–102.

Barsch D, Gude M, Mausbacker R, Schukraft G, Schulte A. Recent fluvial sediment budgets in glacial and periglacial environments, NW Spitsbergen. *Annals of Geomorphology N.F.* – 1994. – Vol. 97. – P. 111–122.

Bogen J. A monitoring programme of sediment transport in Norwegian rivers. – Wallingford, UK: International Association of Hydrological Sciences, 1988. – IAHS. Publ. 174.

Bogen J. Erosion and sediment transport in Svalbard // Norwegian National Committee for Hydrology. – Oslo, 1991. –Report 23. – P. 147–158.

Bogen J. Sediment transport and deposition in mountain rivers. Foster et al. (eds.): Sediment and water quality in river catchments. New York: Wiley & Sons, 1995. – P. 437–451.

Bogen, J. Erosion and sediment yield in Norwegian rivers. In D. E. Walling & B. W. Webb (eds): Erosion and sediment yield: global and regional perspectives. – Wallingford, UK: International Association of Hydrological Sciences, 1996. IAHS Publ. 236. – P. 73–84.

Chan W.W., Mitchell B.J. Intraplate earthquakes in Northern Svalbard // Tectonophysics. – 1985. Vol. 114. – P. 181–191.

Crane K., Vogt P., Solheim A. Seafloor atlas of the northern Norwegian–Greenland Basin // Norsk Polarinst. Meddelelser. – 1995. – № 137. – P. 1–172.

DeMets C, Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions. Geophysical Journal International // Geophys. J. Int. – 1990. – Vol. 101.– P. 425–478.

Elvebakk A. Higher phytosociological syntaxa on Svalbard and their use in the subdivision of the Arctic // Nordic.J.Bot. – 1985. – Vol. 5. – P.273–284.

Elvebakk A. A new method for defining biogeographical zones in the Arctic // Arctic research: Advances and Prospects. Proceedings of the Conference of Arctic and Nordic Countries on Coordination of Research in the Arctic. – Leningrad, December 1988. – Part 2. –P. 175–186.

Elverhoi. A. Liestøl. O., Nagy. J. Glacial erosion, edimentation and microfauna in the inner part of Kongsfjorden. Spitsbergen. Norsk Polarintitutt Skrifter. – 1980. – № 172. – P. 33–58.

Elverhoi, A., Lanne, O., Seland, R. Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen. Polar Res. – 1983. – P. 127–149.

Forland, E. J., Hanssen–Bauer, I. Past and future climate variations in the Norwegian Arctic: overview and novel analyses. Polar Res. – 2003. – Vol. 22. – P.113–124.

Forman S.L., Miller G.H. Time–dependent morphologies and pedogenic processes in raised beaches, Brog–gerhaalvoya, Spitsbergen, Svalbard archipelago // Arc–tic and Alpine Res. – 1984. – Vol. 16. – P. 381–394.

Forwick M, Vorren T. O. Stratigraphy and deglaciation of the Isfjorden area, Spitsbergen. Norwegian Journal of Geology. – 2011. – Vol. 90. – P. 163–179.

Gilbert, R.: Contemporary sedimentary environments of Baffin Island, N.W.T., Canada: Glaciomarine processes in fjords of eastern Cumberland Peninsula. Arctic and Alpine Research. – 1982. – Vol. 14. – P. 1–12.

Gripp K., Todtmann E. Die Endmorane des Green Bay–Gletschers auf Spitsbergen . Mitt. Geogr. Ges., Ht. 37. – Hamburg , 1926.

Hadač E. The plant–communities of Sassen Quarter, Vestspitzbergen // *Studia Bot. Cechia.* – 1946. – № 7. – P. 127–164.

Hadač E. Notes on Plant Communities of Spitsbergen // *Folia Geobotanica et Phytotaxonomica.* – 1989. – № 24(2). – P. 131–169.

Hagen, J. O., Kohler J., Melvold K., Winther J–G. Glaciers in Svalbard: mass balance, runoff and freshwater flux. *Polar Res.* – 2003. – Vol. 22. – P. 145–159.

Hagen J.O., Liestøl O., Roland E., Jørgensen T. Glaciers Atlas of Svalbard and Jan Mayen // *Norsk Polarinst., Meddelelser.* – Oslo, 1993. – № 129. – 141 p.

Harland W.B. Geology of Svalbard // *Mem. Geol. Soc. London.* – 1997. – Vol. 17. – 514 p.

Hodson AJ, Ferguson RI. . Fluvial suspended sediment transport from cold and warm–based glaciers in Svalbard. *Earth Surface Processes and Landforms* 24. – 1999. – P. 957– 974

Hoskin. C. M., Burrell. D. C. Sediment transport and accumulation in a fjord basin, Glacier Bay, Alaska. *J. Geol.* – 1972. – Vol. 80. – P. 359–551.

Hoskin, C. M., Burrell. D. C., Freitag, G. R. Suspended sediment dynamics in Blue Fjord, western Prince William Sound, Alaska. *Estuarine and Coastal Marine Science.* – 1978. – Vol. 7. – P.1–16.

Humlum O., Instanes A., Sollid J. Permafrost in Svalbard: review and research history, climatic background and engineering challengers // *Polar researcher.* – 2003. – Vol. 22 (2). – P. 191– 215.

Isaksen K., Sollid ., Permafrosten on Svalbard and in Norway is thawing // *Permafrosten tiner.* – Cicerone, 2002 (4). – P. 4–7.

Kostrzewski A, Kanecki A, Kapuschinski J, Klimczak R, Stach A, Zwolinski Z. The dynamics and rate of denudation of glaciated and non–glaciated catchments in central Spitsbergen, *Polish Polar Res.* – 1989. – Vol. 10(3). – P. 317–367.

Krawczyk W.E., Opolka–Gadek J. Suspended sediment concentrations in the Werenskiold Glacier drainage basin in 1986. *Proceedings of the XXI Polar Symposium.* – Warsaw, 1994. – P. 215–224.

Kudrass H.R. Experimental study of nearshore transportation of pebble with attached algae // *Mar. Geol.* – 1974. – Vol.16, №1. – P. 9–12.

Jahn A. Quantitative analysis of some periglacial processes in Spitsbergen . В кн.: *Nauka o ziemle. 2.* – Warszawa, 1961. (Zeszyty naukowe Uniwersytetu Wroclawski im Boleslawa Bieruta. Seria B. Nauki przyrodnicze N 5).

Lappo S.S. Gulev S.K. Rozhdestvensky A. Ye. Large-scale heat interaction in the system Ocean– Atmosphere and energy active zones of the World Ocean. – L.: Gidrometeoizdat, 1990. – 335 p.

Lefauconnier B., Hagen J. Surging and calving glaciers in Eastern Svalbard / Norsk Polarinstitt, Meddeleser. – Oslo, 1991. – № 116. – 130 p.

Liestøl O. Glacier surgest in West Spitsbergen // *Can. J. Earth Sci.* – 1969. – V. 6. №4. – P. 895–897.

Liestøl O. Pingos, springs, and permafrost in Spitsbergen // *Nor. Polarinst. Abr.* – 1975, 1976, – P. 7–29.

Mann D.H., Sletten R.S., Ugolini F.C. Soil development at Kongsfjord, Spitsbergen // *Polar Res.* – 1986. – V. 4. № 1. – P. 1–16.

Mangerud, J., Bolstad, M., Elgersma, A., Helliksen, D., Landvik, J. Y., Lønne, I., Lycke, A. K., Salvigsen, O., Sandahl, T., Svendsen, J. I., The last glacial maximum on western Svalbard // *Quaternary Research.* – 1992. –Vol. 38. – P. 1–31.

Mangerud, J., and Svendsen, J.I. Deglaciation c hronology inferred from marine sediments in a proglacial l ake basin, Western Spitsbergen, Svalbard // *Boreas.* – 1990. – Vol. 19. – P. 249–272.

Möller I. Pflanzensociologische und vegetationsokologische Studien in Nordwestspitsbergen // *Mitt. der Geogr. Ges. in Hamburg.* – 2000. – Bd.90. –202 p.

Molnia, B., Hein, J. Clay mineralogy of a glacially dominated, subarctic continental shelf: Northeastern Gulf of Alaska. // *Journal of Sedimentary Petrology.* – 1982. – Vol. 52. – P. 515–527.

Nilsen F., Cottier F., Skogseth R., Mattsson S. Fjord–shelf exchange controlled by ice and brine production: The interannual variation of Atlantic Water in Isfjorden, Svalbard // *Continental Shelf Research.* – 2008. – Vol. 28. – P. 1838–1853.

Poser H. Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. Medd. om Grönland. – 1932. – Bd. 94. N 5.

Prospekt A.S. De Norske Kulfelter Green harbour (№5). Tromsø Statsarkiv, SNSK's archive. – 1912. – Vol. 455.

Quadfasel D., Meincke J. Note on the thermal structure of the Greenland Sea gyres// Deep Sea Res. – 1987. – Vol. 34, № 11. – P. 1883–1888.

Repp, K. Breerosjon, glasio–hydrologi og materialtransport i et hmyarktisk miljø, Brdggerbreene, Vest–Spitsbergen. Unpub. Cand. Real. thesis, University of Oslo. – 1979. – 136 p.

Römer F., Schaudin F. Fauna arctica. – Iena 1909. – Bd. 1.

Schytt V. Some comments on glacier surges in eastern Svalbard // Can. J. Earth Sci. – 1969. – Vol. 6. № 4. Pt. 2. – P. 867–873.

Snyder J. A., Werner A., Miller G.H. Holocene cirque glacier activity in western Spitsbergen, Svalbard: sediment records from proglacial Linnevatnet // The Holocene. – 2000. – Vol. 10. – P. 555–563.

Svendsen H., Beszcynska– Møller A., Hagen J.O. Lefauconnier B., Tverberg V., Gerland S., Ørbæk J.B., Bischof K., Papucci C., Zajaczkowski M., Azzolini R., Bruland O., Wiencke C., Winther J.–G., Dallmann W. The physical environment of Kongsfjorden– Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard// Polar Research. – 2002. – Vol. 21(1). – P. 133–166.

Thannheiser D. Vegetationskartierungen auf der Germaniahälvyöya // Stutgarter Geogr. Studien. – 1992. Vol. 117. – P. 141–160.

Voren. T.O. Glaciations of the Barents Sea – an overview. // Sveriges Geologiska Undersörning. – ser. Ca 81. – P. 376–372.

Weslawski J. M., Jankowski A., Kvasniewski S., Swerpel S., Ryg M. Summer Hydrology and Zooplankton in two Svalbard Fjords// Polish Polar Res. 1991. Vol. 12, № 3. – P. 445–460.