

УДК 551.242; 551.242.51; 551.435.342; 551.445; 551.72 (268.45)

**М.В. Митяев, М.В. Герасимова**

Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, Россия

**ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ, ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
СТРОЕНИЯ И СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ АРХИПЕЛАГА  
ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА**

**Аннотация**

В работе рассмотрены основные особенности геологии, тектоники, геоморфологии арх. Земля Франца-Иосифа и прилегающего шельфа. Построены морфоструктурные схемы и дана интерпретация геодинамической эволюции архипелага. Приведены сведения по современным условиям седиментации в проливах архипелага.

**M.V. Mityaev, M.V. Gerasimova**

Murmansk Marine Biological Institute KSC RAS, Russia, Murmansk

**GEOLOGY-TECTONIC AND GEOMORPHOLOGICAL FEATURES OF THE  
STRUCTURE OF THE FRANZ-JOSEF LAND ARCHIPELAGO AND MODERN  
CONDITIONS OF SEDIMENTATION ON THE NEIGHBORING CONTINENTAL SHELF**

**Abstract**

This article examines main features of geology, tectonics, and geomorphology of the Franz-Josef Land Archipelago and the neighboring continental shelf. The article presents morphostructural schemes and interprets the geodynamic evolution of the archipelago. It also adduces data on modern conditions of sedimentation in straits of the archipelago.

**Литолого-стратиграфическая характеристика горных пород архипелага по материалам бурения.** При описании разрезов толщ горных пород использовались материалы, изложенные в ряде работ (Геологическое ..., 1984; Параметрические ..., 1985; Баренцевская ..., 1988; Шипилов, Сенин, 1988; Шипилов, Тарасов, 1998; Шипилов, Шкарубо, 2010).

На арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) фундамент по данным бурения (скважина Нагурская) вскрыт на глубине 1887 м и представлен породами докембрия (венда?) мощностью более 1300 м (рис. 1). В литолого-петрографическом отношении толща характеризуется чередованием кварц-серицитовых сланцев, кварцитов и микрокварцитов, в которые внедрены силлы и пластовые тела габбро-диабазового и габбро-долеритового состава. Комплекс объединен в нагурскую серию.

Осадочный чехол Баренцевоморской плиты разделяется на карбонатный (палеозойский) и терригенный (мезозойско-кайнозойский) комплексы. Граница между двумя комплексами проводится по верхнепермским–нижнетриасовым отложениям. Архипелаг ЗФИ входит в состав Восточно-

Баренцевоморского мегабассейна, одна из особенностей которого – отсутствие достоверных геолого-геофизических данных о палеозойском карбонатном комплексе. Из трех параметрических скважин на ЗФИ две не вышли из мезозойских пород (на островах Хейса и Грэм-Белл). Одна скважина (о. Земля Александры) вскрыла редуцированный каменноугольный комплекс, залегающий со стратиграфическим несогласием на вендских породах и перекрытый терригенной толщей триасовых пород. В краевых желобах, примыкающих с запада и востока к поднятию ЗФИ, карбонатный комплекс уверенно выделяется по сейсмическим данным (рис. 2).

На острове Земля Александры вскрыты только породы нижнего и верхнего каменноугольного комплекса, залегающие со стратиграфическим перерывом на метаморфических породах венда. Нижний карбон представлен переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников с прослоями каменного угля и пластовыми телами габбро-диабазов, мощность отложений 155 м. Верхний карбон представлен исключительно толщей известняков мощностью 83 м. Отложения среднего карбона обнаружены на островах Гаккеля, Циглера и Земля Георга, где они представлены доломитами и доломитизированными известняками (Геология ..., 1970).

Отложения нижнего и среднего триаса, представленные чередованием аргиллитов и алевролитов, вскрыты на о. Земля Александры. Породы залегают с резким размывом на отложениях карбона. Мощность триасовых пород увеличивается с запада, где она составляет 1300 м (о. Земля Александры), на восток – более 3500 м (о. Грэм-Белл). Выделяют Вильчевскую и Васильевскую свиты, относимые к карнийскому, норийскому и рэтскому ярусам.

Породы нижнего отдела триаса на о. Земля Александры представлены переслаиванием аргиллитов и алевролитов, в нижней части разреза выделяется пачка известняков. В толщу внедрены пластовые тела базальтоидов. Вскрытая мощность отдела 685 м.

Породы среднего отдела триаса без видимого перерыва залегают на породах нижнего триаса и представлены аргиллитами с маломощными прослоями алевролитов, песчаников и углистых пород. В подошве и средней части толщи залегают пачки туфогенных песчаников. На о. Хейса в толще среднетриасовых пород выделяется два пластовых тела базальтоидов мощностью 50 и 100 м. Разрез среднетриасовых пород на о. Грэм-Белл принципиальных отличий не имеет. Мощность среднетриасовой толщи изменяется от 680 (о. Земля Александры) до 1915 м (о. Хейса).

Породы верхнего отдела триаса вскрыты скважинами на островах Хейса и Грэм-Белл. На острове Земля Александры верхнетриасовая толща размыта. Породы верхнего отдела триаса без видимого перерыва залегают на породах среднего триаса. От нижележащих пород верхнетриасовые отложения отличаются большей мощностью песчаных прослоев и более частыми прослоями углистых пород. В составе толщи выделяются пласты эффузивных пород основного состава. Мощность верхнетриасовой толщи изменяется от 1365 (о. Хейса) до 1490 м (о. Грэм-Белл).

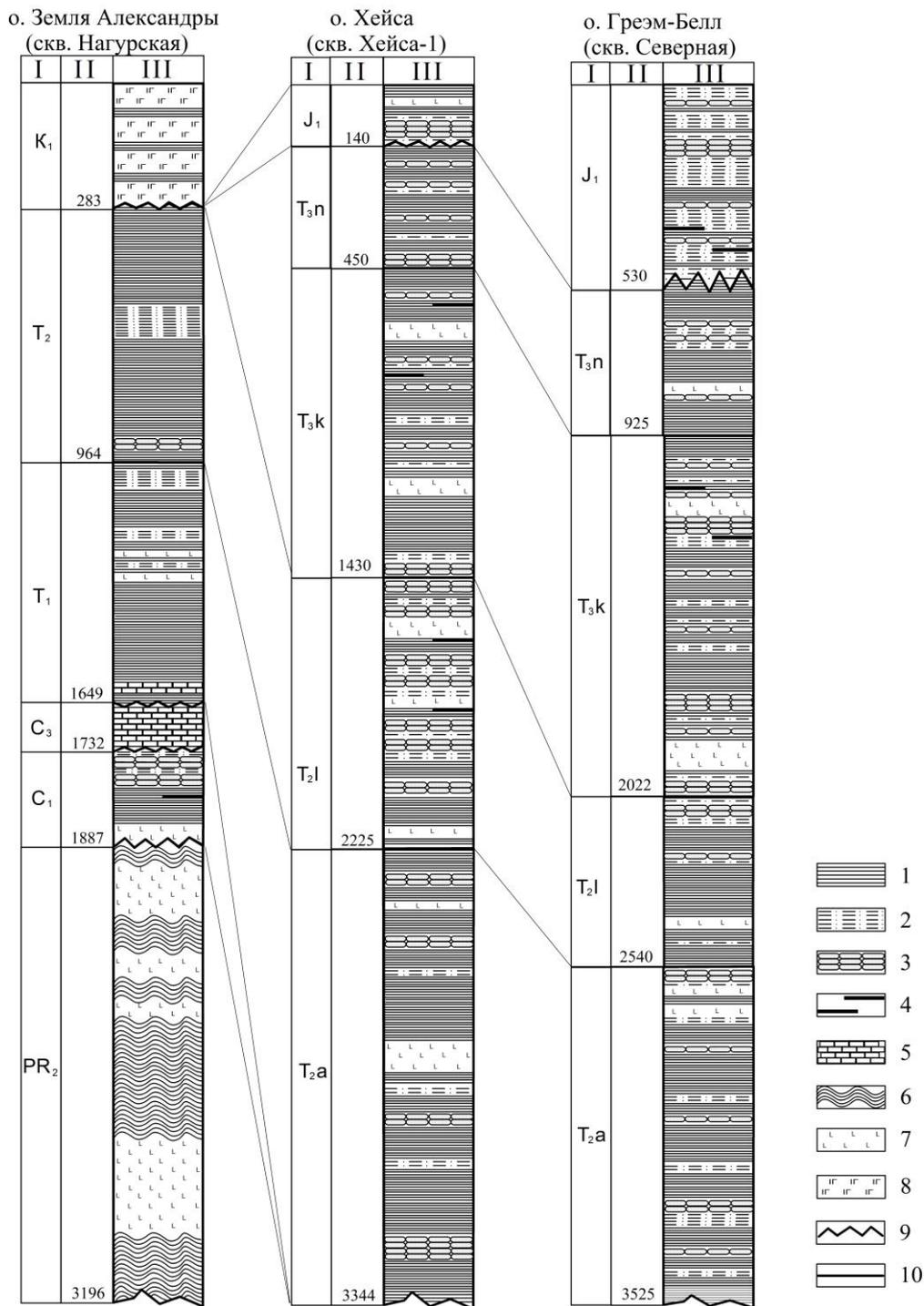


Рис. 1. Геологические разрезы скважин арх. ЗФИ (Шипилов, Тарасов, 1998):  
 I – отдел; II – глубина, м; III – литология [1 – аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; 4 – пропластки угля; 5 – известняки; 6 – метаморфические породы (сланцы, кварциты); 7 – интрузии основного состава (долериты, габбро-долериты); 8 – эффузивные породы; 9 – стратиграфическое несогласие; 10 – нормальные геологические контакты]

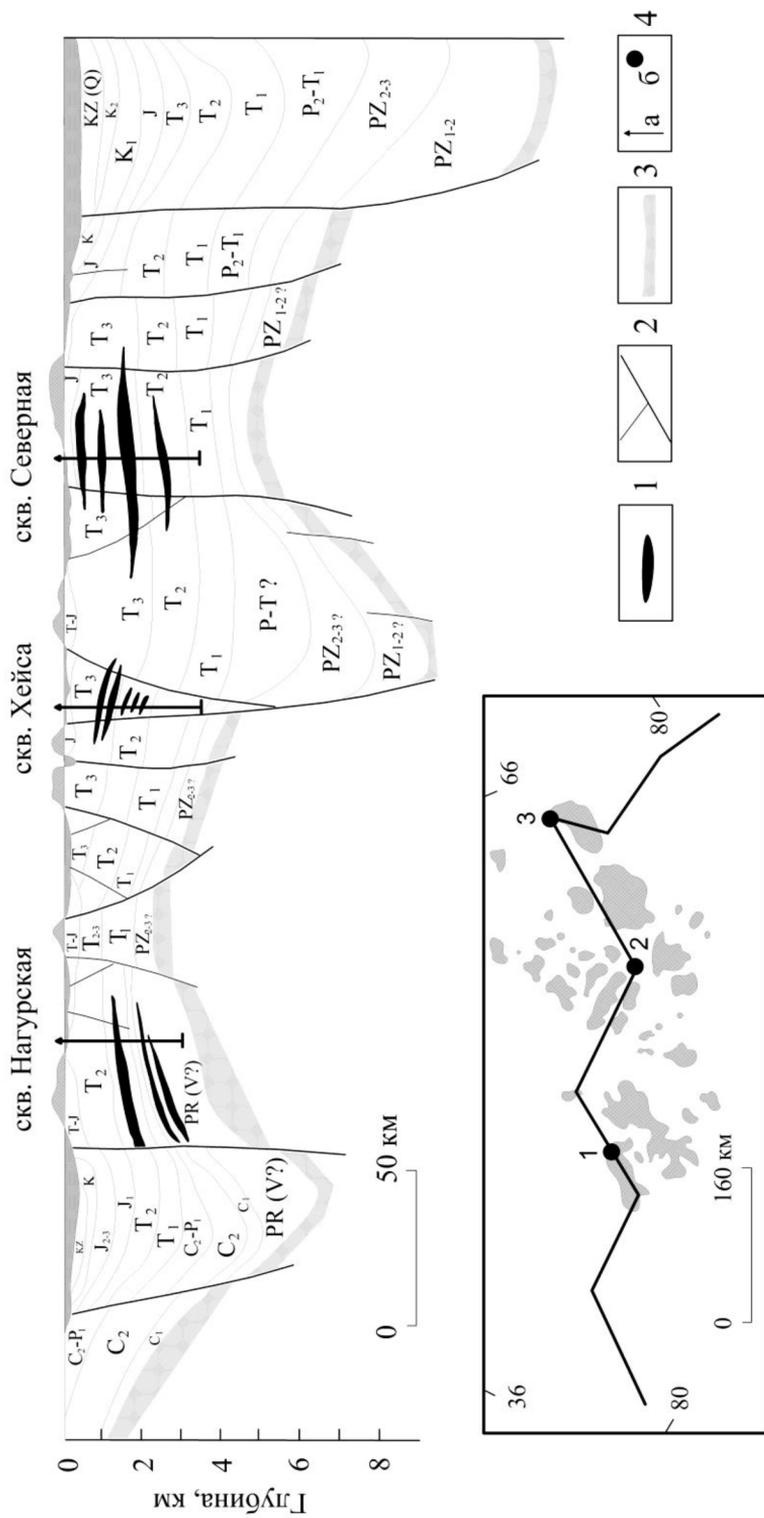


Рис. 2. Синтетический субширотный геолого-геофизический разрез арх. ЗФИ и прилегающего шельфа по данным бурения, геомагнитного моделирования и морских сейсмических исследований (Шпилов, 2004):

1 – пластовые тела базальтов J-K-возраста; 2 – дизъюнктивные структуры; 3 – предполагаемое положение подошвы осадочного чехла/кровли фундамента; 4a – параметрические скважины; 4b – положение скважин на профиле

Породы раннеюрского возраста залегают на поздне триасовых породах с признаками эрозионного и углового несогласия. На о. Хейса нижнеюрские породы представлены переслаиванием песчаников и аргиллитов в верхней части разреза встречен покров эффузивных пород основного состава. Мощность отложений, по разным данным, составляет от 65 (Государственная ..., 2006) до 140 м (Государственная ..., 2004). На о. Грэм-Белл нижнеюрские породы представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями каменного угля. Мощность отложений составляет 530 м.

В конце юрского времени фиксируется продолжительная регрессивная фаза с максимумом в раннемеловое (валанжин) время (Наq et al., 1988; Ross, Ross, 1988). Крупная регрессия в позднеюрское–раннемеловое время связывается с активизацией тектонического режима вызванной распадом Пангеи-II и началом раскрытия молодых океанов (Хаин, Балуховский, 1993; Шипилов, Тарасов, 1998), регрессия могла вызвать размыв юрских и даже более древних отложений.

Отложения меловой системы на обрамлении Баренцева моря выявлены только на островах Земля Александры (ЗФИ) и Колгуев. На острове Земля Александры нижнемеловые отложения залегают на размытой поверхности среднетриасовой толщи. Нижнемеловая толща представлена покровами эффузивных и осадочно-эффузивных пород основного состава, разделенных осадочными породами (конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями). Выделяют две свиты – Солсбери и бухты Тихая – суммарной мощностью 280 м.

**Кайнозойские отложения архипелага.** Кайнозойские отложения на северо-востоке Баренцевоморского региона залегают с резким угловым несогласием на мезозойских породах (рис. 3) (Мусатов, 1996; Гуревич, 2002). Подошва их отождествляется с отражающим горизонтом  $G_2$ , сформировавшимся в эпоху регионального поднятия северной периферии Баренцевоморской плиты, когда эрозионный срез достиг кровли юрских пород (Зархидзе, Мусатов, 1989). В палеоген-неогеновое время на площади между архипелагами Шпицберген и ЗФИ господствовал континентальный режим (Геологическое ..., 1984) с локальной седиментацией озерно-болотных и аллювиальных отложений. В краевых желобах (Франц-Виктория, Святой Анны и Британский канал) неогеновые отложения заполняют речные палеоврезы. Площадные палеоген-неогеновые отложения на севере Баренцевоморской плиты достоверно не выявлены, на континентальном склоне им соответствует толща турбидитов, сменяющаяся в позднем миоцене–плиоцене ледниково-морскими отложениями (Мусатов, 1996). Имеются сведения о неогеновых отложениях на островах ЗФИ. Так, на о. Гофмана маломощный тонкоплитчатый слой алевролитов, содержащий прослой песка и аргиллитов, относят к плиоценовому времени (Геология ..., 1970).

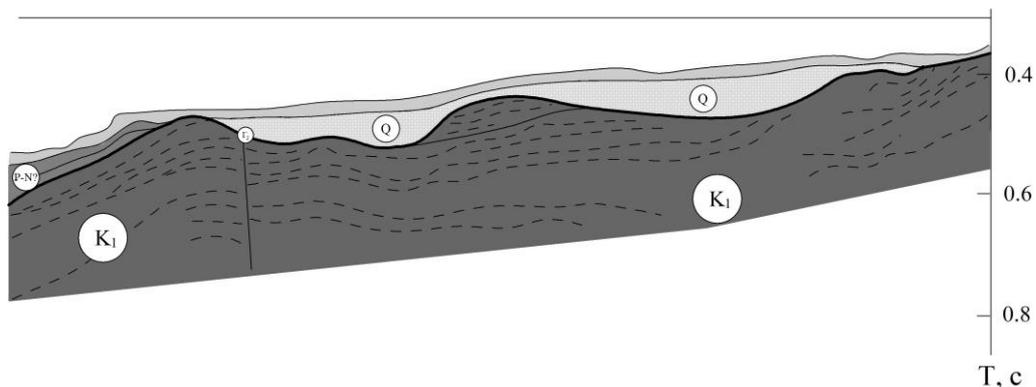


Рис. 3. Схема интерпретации временного разреза вдоль сейсмоакустического профиля в южной части желоба Франц-Виктория (Мусатов, 1996)

**Четвертичные отложения проливов архипелага.** На севере Баренцево-морского шельфа четвертичные отложения плащеобразно перекрывают мезозойско-кайнозойские породы, за исключением крутых склонов и локальных выступов коренных пород (рис. 3).

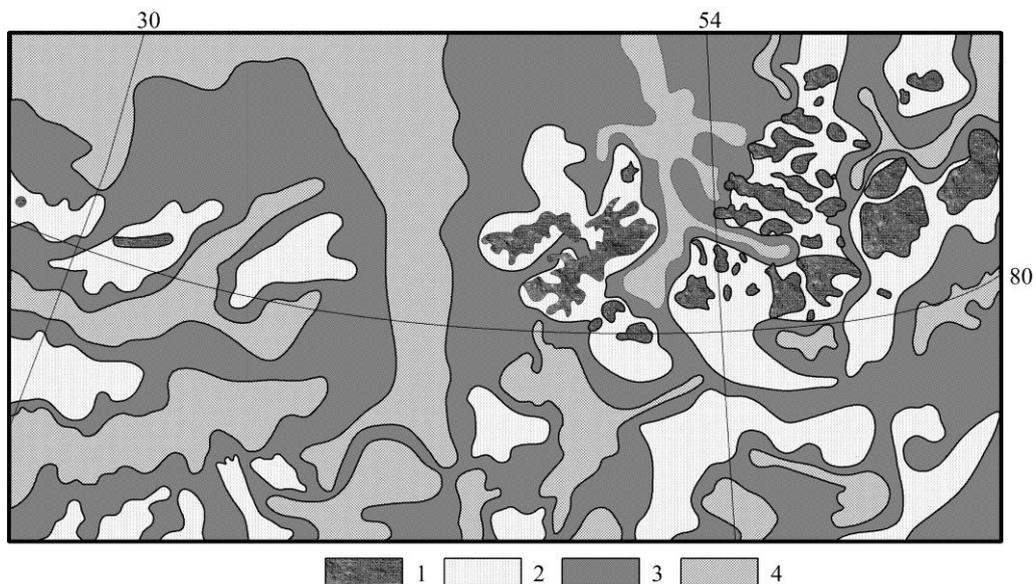


Рис. 4. Схема мощностей неоген(?)-четвертичных отложений северо-востока Баренцево-морского шельфа (Мусатов, 1996):

1 – острова; 2 – мощность отложений менее 5 м; 3 – мощность отложений 5–10 м; 4 – мощность отложений 10–100 м

В проливах арх. ЗФИ мощность четвертичных отложений редко превышает 5–10 м (рис. 4). Слабый батиметрический контроль мощностей четвертичных отложений фиксируется только в унаследовано погружающихся впадинах, так как на подводных возвышенностях мощность плейстоценовых отложений может увеличиваться до 40 м (Матишов, 1984; Мусатов, 1996; Гуревич, 2002), где они представлены диамиктоном

с большим количеством ДКМ. В проливах арх. ЗФИ выявлены только верхнеплейстоценовые ледниковые и межледниковые отложения. С большой долей вероятности можно предположить, что в эпоху позднеюрмского покровного (Гросвальд, 1983) или полупокровного (Матишов, 1984, 1987; Зархидзе, Мусатов, 1989) оледенения ниже- и среднеплейстоценовые отложения подверглись глубокой экзарации (Матишов, 1987; Мусатов, 1996). Большая мощность четвертичных отложений (до 100 м, редко более 100 м) в центральных и южных частях Баренцевоморского шельфа (Гриценко, 1992; Гуревич, Мусатов, 1992; Мусатов, 1992; Гуревич, 2002) дали основания предположить существование обширной области сноса в северной периферии плиты вплоть до заключительных стадий неотектонического этапа (Мусатов, 1996). В позднеплейстоценовую регрессию в желобах и глубоких впадинах сохраняются условия ледово-морской седиментации (Дружинина, Мусатов, 1992), что опровергает гипотезу сплошного панарктического оледенения с центром на шельфе Баренцева моря (Гросвальд, 1983) и свидетельствует в пользу умеренного растекания льда с суши и подводных поднятий (Матишов, 1984, 1987; Зархидзе, Мусатов, 1989).

С началом дегляциация поздневалдайских ледников на шельфе начинают формироваться поздне-, послеледниковые отложения гляциально-морского и морского генезиса (Мусатов, 1996). Примерно до конца раннего дриаса формируются флювиогляциальные отложения, обогащенные грубообломочным терригенным материалом. В начале дриасового времени происходит значительное похолодание климата, которое вызвало резкое замедление темпов седиментации на шельфе. В это время в желобах формируется слой “хард-граунд” мощностью до 3–5 см, слой имеет яркий ржаво-охровый цвет, плотную, непластичную консистенцию, обогащен окислами и гидроокислами Fe и Mn, его возраст оценен в 12 тыс. лет (Kassens, 1990; Левитан и др., 2000). Нужно отметить, что выделяется два слоя “хард-граунд”, вероятно, раннедриасовый возраст имеет нижний горизонт. Начиная с аллереда, на всем Баренцевоморском шельфе формируются нормальные морские отложения (Мусатов, 1996) мощностью до 0.5–1 м, и только в районах современного оледенения формируются ледниково-морские отложения мощностью более 1 м (Gorlich et al., 1987; Фациальные ..., 2001; Гуревич, 2002; Митяев и др., 2005а,б).

**Четвертичные отложения островов архипелага.** Среди четвертичных отложений арх. ЗФИ выделяют ледниковые плейстоценовые отложения и флювиогляциальные, морские, делювиальные, элювиальные, аллювиальные отложения позднеплейстоцен-голоценового возраста (Геология ..., 1970).

К плейстоцену относят щебнисто-глыбовые отложения с песчано-глинистым заполнителем, слагающие донную морену и отдельные гряды. Мощность донной морены редко превышает 2–3 м, она выявлена на побережьях островов, где отсутствуют современные ледники, и имеет секущее к последним простирание.

К позднеплейстоцен-голоценовым отложениям относят отложения террас, склонов и депрессий. Отложения террас представлены песками и галечниками, содержащими хорошо окатанные валуны и фауну голоценового времени. Формирование отложений террас, береговых валов, валунно-галечных и песчаных пляжей на побережьях островов происходило в морских условиях.

На островах выявлены современные ледниковые отложения, формирующие боковые и основные морены (очень редко наблюдаются конечноморенные гряды). Сложены они щебнисто-глинистым материалом с глыбами и валунами. В отличие от древних морен они имеют согласное простирание с современными ледниками.

Зандровые и озерно-аллювиальные отложения наблюдаются в отдельных ложбинах и замкнутых депрессиях и представлены существенно глинистыми отложениями.

На островах Грэм-Белл и Хейса встречаются современные аллювиальные отложения, слагающие поймы, зачаточные дельты и авандельты.

На многих коренных склонах и в их подножиях наблюдаются делювиальные и коллювиальные отложения щебнисто-глыбового состава, формирующие осыпи и конуса выноса. На пологих склонах мощность делювия достигает 1 м. На бронированных водоразделах неперемещенные щебнисто-глыбовые отложения с дресвой и гравием формируют современный элювий.

**Голоценовые отложения проливов архипелага.** Позднечетвертичные отложения акватории арх. ЗФИ разделяются на два типа (последовательно сменяющих друг друга), что характерно для всего Баренцево-морского региона. Двухчленное строение позднечетвертичных отложений отражает смену ледниковых условий осадконакопления в конце плейстоцена на ледово-морские в голоцене (Мусатов, 1996). Подобное строение позднечетвертичных отложений характерно и для сопредельных желобов: Святой Анны и Франц-Виктория (Фациальные ..., 2001; Левитан и др., 2007). Мощность верхнеплейстоцен-голоценовых отложений редко превышает 5 м (рис. 5). В строении отложений достаточно четко выделяются от двух до четырех горизонтов.

Поверхностный слой – морского и ледово-морского генезиса (мощность 2–5 см), образован в современное время и имеет повсеместное распространение; по-видимому, только на крутых склонах современного осадконакопления не происходит, и на поверхность выходят мезозойские породы. Поверхностные отложения представлены окисленным или слабо-восстановленным осадком бурого, коричневого и зеленовато-серого цвета, гомогенной текстуры, мягкой (реже плотной), нетекучей, туготекучей (реже текучей), непластичной или слабопластичной консистенции (табл. 1). На всех глубинах в отложениях фиксируются обломки и целые раковины моллюсков. По составу поверхностные отложения изменяются от гравийно-песчаных смесей на мелководьях, у открытых от оледенения побережий и побережий с висячими ледниками, до алеврито-пелитовых и пелитовых илов в глубоководных проливах. Хотя жесткой зависимости типа отло-

жений от глубины моря и удаленности от источника сноса нет, в целом наблюдается увеличение доли тонкого вещества в отложениях при увеличении глубины моря. Практически повсеместно в отложениях присутствует гравийно-галечный материал. Контакт поверхностного окисленного слоя с нижележащими отложениями четкий, а слабовосстановленного – постепенный.

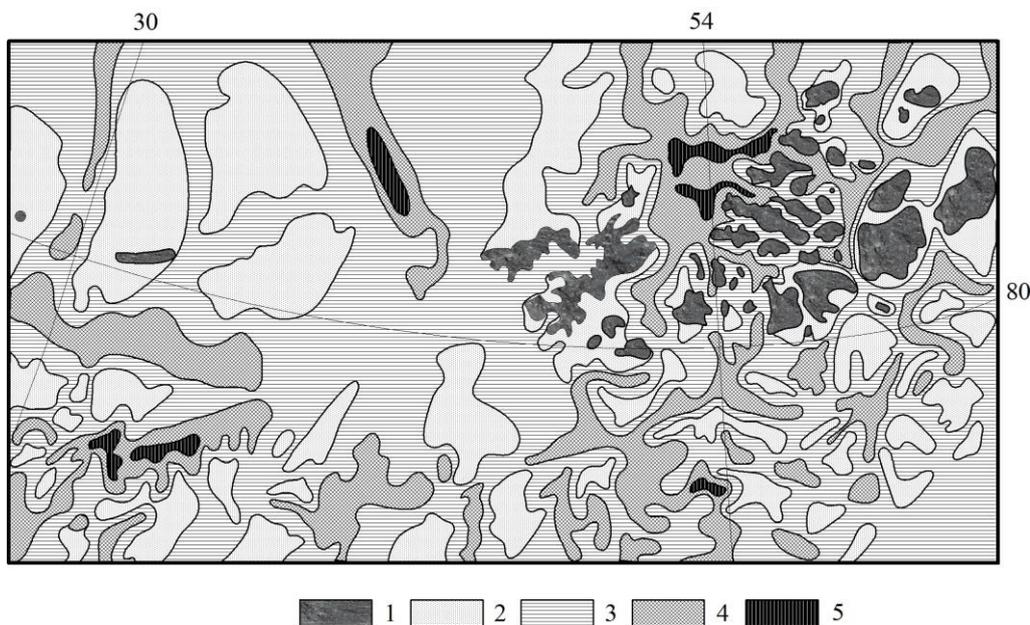


Рис. 5. Схема мощностей верхнеплейстоцен-голоценовых отложений северо-востока Баренцево-морского шельфа (Мусатов, 1996).

1 – острова; мощность отложений: 2 – 0–0.5 м, 3 – 0.5–2 м, 4 – 2–5 м; 5 – более 5 м

В сопредельных с архипелагом желобах поверхностный слой представлен исключительно окисленными отложениями желтоватого или коричневатого цвета. Он имеет более тонкий гранулометрический состав и не содержит остатков раковин моллюсков. В осевых частях желобов мощность верхнего однородного по консистенции и текстурно-структурным особенностям слоя достигает 20–25 см, он часто залегает с размывом на отложениях харт-граунд.

Средний горизонт – ледниково-морские отложения простой цветовой гаммы: голубовато-серые, реже зеленовато-серые. Слой представлен, как правило, массивными, иногда горизонтально-слоистыми туготекучими слабопластичными алевроито-пелитами. Слоистость подчеркивается сменной цветовой гаммы, тонкими прослоями и линзами песчаного материала, распределением включений и гнезд гидротроилита. Иногда встречаются одиночные окатанные гальки. Отложения данного горизонта имеют широкое распространение, максимальная вскрытая мощность составляет 165 см в желобе Франц-Виктория, в проливах островов ЗФИ – 113 см, в желобе Святой Анны – 82 см. В отложениях горизонта наблюдаются прослои мощностью 2–5 см серого, темно-серого цвета насыщенные алевроито-

песчаным материалом, нередко с гравием. Повсеместно в отложениях присутствует гидротроилит в виде примазок и гнезд, иногда гнезда идентифицируются как прослой мощностью первые миллиметры.

Положение горизонта различное (табл. 2): в проливах островов арх. ЗФИ он залегает непосредственно под поверхностным слоем отложений, при этом контакт нередко постепенный, в осевых частях желобов, между поверхностным слоем отложений и ледниково-морским горизонтом, залегает слой харт-граунд (прослой плотного, почти сухого, сильно ожелезненного осадка рыжего или бурого цвета, с гнездами, линзами, слойками окислов и гидроокислов Fe и Mn – лимонит, гетит, гидрогетит, редко мартит).

Нижний горизонт – ледниковые отложения? Слой отложений представлен серыми, реже темно-серыми алеврито-пелитами туготекучей, пластичной или слабопластичной (за счет значительной примеси песчаного и гравийного материала) консистенции. Отложения горизонта вскрыты в центральных частях желобов Франц-Виктория и Святой Анны (табл. 3), вскрытая мощность не превышает 40 см, что, по-видимому, связано с большей плотностью и вязкостью отложений, которые грунтовые трубки не пробивают.

На западном склоне желоба Святой Анны, между поверхностным слоем отложений и горизонтом харт-граунд, нередко наблюдается слой серых отложений с градационной слоистостью (от алеврито-песчаных до алеврито-пелитовых). С четким верхним и нижним контактом. С большой долей вероятности можно предположить потоковый генезис отложений. Вероятно, в нижней части крутого склона желоба (глубины более 150 м) формируются турбидитоподобные отложения. В подножии склона можно ожидать наибольшие мощности отложений и их быстрое выклинивание на днище прогиба.

**Вещественный состав голоценовых отложений.** Состав биогенных остатков довольно однообразен. Резко преобладают обломки и целые раковины двустворчатых моллюсков (*Mya truncata*, *Hiatella arctica*, *Astarte crenata*, *Macoma calcarea* и *Yoldia hyperborea*), значительно реже балянусов (*Balanus balanus* и *B. crenatus*) и гастропод (Особенности ..., 1994).

Среди других биогенных остатков в отложениях встречаются фрагменты и скелетные элементы организмов: полихеты и их трубки, секреторные бентосные фораминиферы, иглы морских ежей, радиолярии и спикулы губок. Постоянно в поверхностном слое отложений наблюдаются линные шкурки бентосных и планктонных организмов, гидроиды и растительные остатки наземного и морского происхождения. Среднее содержание биогенного вещества – 7–8 %. Необходимо отметить, что формирования биогенных отложений в районе арх. ЗФИ не происходит, а широкое распространение двустворчатых моллюсков и, в частности, *Mya truncata* свидетельствует о хорошей циркуляции водных масс и высокой продуктивности поверхностных вод. Химический состав биогенного вещества следующий: SiO<sub>2ам</sub> – 2.18–2.91 %, C<sub>орг</sub> – 0.62–1.79 %, CaCO<sub>3</sub> – 0.49–5.61 % (Особенности ..., 1994).

## Литологическая характеристика поверхностного слоя (2-5 см) отложенный проливов арх. ЗФИ

Район	Координаты		Глубина моря, м	Литологический состав	Вещественный состав
	с. ш.	в. д.			
О. Нортбрук	79°51.8'	51°48.9'	105	Зеленовато-серый однородный, плотный, нетекучий, непластичный песчаный осадок, с единичными раковинами моллюсков	Обломки раковин моллюсков до 1-2 %. Угловатые обломки пород (аргиллит, сланец) и черные рудные минералы 3-5 %, зерна кварца, единичные зерна полевых шпатов, вулканическое стекло, амфибол. Окатанность минеральных зерен - 0-3 класс (доминирует 1-2 класс)
	79°53.4'	51°25.5'	44	Зеленовато-серый однородный, плотный, нетекучий, непластичный песчаный осадок, с единичной галькой и раковинами моллюсков	Обломки раковин моллюсков, бентосные фораминиферы до 1-2 %. Окатанная галька базальта (2 класс), угловатые обломки пород (аргиллит) и черные рудные минералы 1-2 %, зерна кварца, единичные зерна полевых шпатов, вулканическое стекло, амфибол, угли. Окатанность минеральных зерен - 0-3 класс (доминирует 1-2 класс)
О. Земля Георга	79°52.4'	49°29.7'	160	Зеленовато-серый однородный, плотный, нетекучий, слабопластичный алевроито-песчаный осадок, с раковинами моллюсков	Обломки раковин моллюсков, бентосные фораминиферы до 1-2 %. Зерна кварца до 80 %, единичные зерна полевых шпатов, амфибол, сфен, слюды, железистые корки. Окатанность минеральных зерен - 0-3 класс (доминирует 1-2 класс)
О. Итон	80°24.0'	51°22.6'	400	Зеленовато-серый однородный, мягкий, туго-текучий, слабопластичный пелитовый осадок	Бентосные фораминиферы 1-3 %. Черный рудный минерал 3-5 %, зерна кварца (часто ожелезненные), полевые шпаты, сфен, гематизированные глинистые окатыши до 40 %. Окатанность минеральных зерен - 0-3 класс (доминирует 0-1 класс)

Район	Координаты		Глубина моря, м	Литологический состав	Вещественный состав
	с. ш.	в. д.			
О. Брюса	80°13.3'	50°24.9'	60	Зеленовато-серый однородный, мягкий, нетекучий, непластичный алевро-песчаный осадок, с раковинами моллюсков	Обломки раковин моллюсков до 40 %, единичные бентосные фораминиферы, иглы морских ежей. Угловатые обломки пород (аргиллит, сланец) и черные рудные минералы до 10 %, зерна кварца, единичные зерна полевых шпатов, апатит, слюды, глинистые окатыши 5-7 %. Окатанность минеральных зерен — 0-3 класс (доминирует 1-2 класс)
О. Земля Александра	79°48.0'	53°04.4'	415	Светло-коричневый однородный, мягкий, туго-текучий, слабопластичный пелитовый осадок, единичные зерна гравия и раковин моллюсков	Обломки раковин моллюсков, единичные бентосные фораминиферы. Угловатые обломки пород (гематитизированные и слюдястые сланцы, аргиллит), до 40 % железистые корки и образования неправильной формы, зерна кварца и единичные зерна полевых шпатов. Окатанность минеральных зерен 0-3 класс (доминирует 1-2 класс)
О. Гукера	80°20.1'	52°46.5'	31	Зеленовато-серый однородный, мягкий, нетекучий, непластичный песчано-гравийный осадок, единичные зерна гравия и обломки раковин моллюсков	Обломки раковин моллюсков до 50 %, гидромиды, бентосные фораминиферы, иглы морских ежей. Угловатые обломки горных пород (базальт) до 40 %, 20-25 % черные рудные минералы, зерна кварца, полевых шпатов, сфен, гранат, слюды, вулканическое стекло. Окатанность минеральных зерен — 0-4 класс (доминирует 0-1 класс)
О. Луиджи	80°44.4'	53°36.3'	227	Светло-коричневый однородный, мягкий, туго-текучий, непластичный алевро-пелитовый осадок, единичные обломки раковин моллюсков	Обломки раковин моллюсков до 50 %, трубки полихет, бентосные фораминиферы, иглы морских ежей. Зерна кварца (часто ожелезненные) до 80 %, 2-5 % черные рудные минералы, полевые шпаты, амфибол, железистые корки. Окатанность минеральных зерен — 0-3 класс (доминирует 1-2 класс)

Район	Координаты		Глубина моря, м	Литологический состав	Вещественный состав
	с. ш.	в. д.			
О. Хокштеттера	79°47'	60°56'	195	Желто-коричневый однородный, мягкий, туго-текучий, непластичный алевроито-песчаный осадок с гравием	—
	79°59'	62°14'	251	Желтовато-серый однородный, мягкий, текучий, слабопластичный алевроито-пелитовый осадок с гравием	—
О. Алджер	80°22'	55°52'	25	Светло-коричневый желтоватый однородный, мягкий, туго-текучий, непластичный алевроито-песчаный осадок с гидротроилитом и обломками раковин моллюсков	—
О. Алджер—о. Мак-Клинтон	80°20'	55°40'	443	Светло-коричневый однородный, мягкий, туго-текучий, непластичный песчано-алевритовый осадок с единичным гравием	—
О. Чамп—о. Хейса	80°52'	59°15'	234	Светло-коричневый однородный, мягкий, текучий, слабопластичный алевроито-пелитовый осадок	—
О. Кейна	81°02'	59°37'	278	Светло-коричневый однородный, мягкий, текучий, слабопластичный алевроито-пелитовый осадок	—

Таблица 2

## Литологическая характеристика отложений арх. ЗФИ

Район	Координаты		Глубина моря, м	Глубина залегания слоя, см	Литологический состав
	с. ш.	в. д.			
О. Хокштеттера	79°47'	60°56'	195	2	Желтовато-коричневый пелитовый песок с гравием, туго-текучий
				14	Темно-серый не пластичный осадок. По всему разрезу встречаются частицы гравийной размерности. Верхний и нижний контакты четкие

Район	Координаты		Глубина моря, м	Глубина залегания слоя, см	Литологический состав
	с. ш.	в. д.			
О. Хокшгеттера	79°47'	60°56'	195	17.5	Светло-коричневый непластичный песчано-пелитовый осадок с гравием. Нижний контакт четкий
				23	Голубовато-серый пелитовый осадок. Слабопластичный и слабовязкий
	79°59'	62°14'	251	2	Желтовато-серый алевроито-пелитовый осадок с гравием, текучий
				11	Темно-серый не пластичный алевроито-пелитовый осадок с единичным гравием. Верхний и нижний контакты четкие
				13	Светло-коричневый песчано-алеврито-пелитовый осадок, непластичный
				26	Голубовато-серый осадок. Верхний контакт четкий. По всему разрезу встречаются частицы гравийной размерности, пятна и гнезда гидротроилита.
				Интервал 13–19 см – осадок пелитовый песок, непластичный, невязкий. Интервал 19–26 см – осадок алевроито-пелитовый, пластичный, средней вязкости	
О. Алджер	80°22'	55°52'	25	5	Светло-коричневый желтоватый алевроито-песчаный осадок с гидротроилитом и обломками раковин моллюсков, текучий. Нижний контакт постепенный
				15	Голубовато-серый с желтым оттенком непластичный, невязкий осадок. Интервал 5–10 см – алевроито-песчаный осадок с единичным гравием, пронизан ходами илоедов ржавого цвета (окисление и ожелезнение). Интервал 10–15 см – мелкий песок с гидротроилитом и обломками раковин моллюсков
О. Алджер–о. Мак-Клинтока	80°20'	55°40'	443	2	Светло-коричневый алевроитовый осадок с единичным гравием, текучий
				20	Голубовато-серый алевроито-пелитовый осадок, слабопластичный и слабовязкий. Верхний контакт четкий. По всему разрезу встречаются частицы гравийной размерности, гнезда и стяжения ржавого цвета (Fe-Mn-образования), на интервале 10–12 см встречена галька осадочных пород около 3 см в диаметре

Район	Координаты		Глубина моря, м	Глубина залегания слоя, см	Литологический состав
	с. ш.	в. д.			
О. Кейна	81°02'	59°37'	278	2	Светло-коричневый алевроито-пелитовый осадок, туго-текучий
			24	24	Голубовато-серый однородный алевроито-пелитовый осадок, слабопластичный и слабвязкий. Верхний контакт четкий. По всему разрезу встречаются частицы гравийной размерности, и редкие гнезда гидротроилита, на интервале 6–10 см встречается галька осадочных пород около 5 см в диаметре
О. Чамп-о. Хейса	80°52'	59°15'	234	2	Светло-коричневый алевроито-пелитовый осадок, туго-текучий
				25	Голубовато-серый однородный алевроито-пелитовый осадок слабопластичный и слабвязкий. По всему разрезу встречаются частицы гравийной размерности и редкие пятна и гнезда гидротроилита. Верхний контакт четкий
				30	Серый крупноалевритовый осадок с гравием, непластичный, невязкий. Верхний контакт нечеткий, постепенный
				115	Голубовато-серый однородный алевроито-пелитовый осадок слабопластичный и слабвязкий. Верхний контакт постепенный. По всему разрезу встречаются частицы гравийной размерности пятна и гнезда гидротроилита. На интервале 100–105 см встречается галька осадочных пород около 3 см в диаметре
О. Земля Александры	80°43.6'	44°04.4'	255	3	Желтовато-серый пелитовый осадок с гравием и галькой, туго-текучий. Нижний контакт постепенный
				20	Зеленовато-серый алевроито-пелитовый осадок плотный, вязкий, пластичный с гравием. По всему разрезу встречаются частицы гравийной размерности и галька, пятна и гнезда гидротроилита. Нижний контакт четкий
				40	Зеленовато-, голубовато-серый алевроито-пелитовый осадок туго-текучий, непластичный, невязкий. По всему разрезу встречаются частицы гравийной размерности и галька, единичные гнезда гидротроилита. Интервал 25–28 см – песчано-гравийный горизонт
				52	Темно-серый песчано-пелитовый осадок плотный, пластичный, вязкий. Верхний контакт четкий. По всему разрезу встречаются частицы гравийной размерности и галька

Среди обломков горных пород в отложениях встречаются угловатые и хорошо окатанные обломки базальтоидов, биотитовых сланцев, гематизированных песчаников, алевролитов, изредка аргиллитов. Размер обломков может достигать нескольких сантиметров, а содержание до 70 % от литогенного вещества, но в среднем составляет 3–8 %. Среди минералов резко преобладает кварц, количество которого изменяется от 20 до 80 % (в среднем составляя 45–50 %). Постоянно присутствуют плагиоклазы (в среднем около 12–15 %), калиевый полевой шпат (около 6–8 %), слюды (около 8–9 %) и черный рудный минерал (ильменит до 5–7 %). Среди акцессорных минералов встречаются: пироксены, эпидот, оливин (нередко в виде оолитов), сфен, циркон, кианит, вулканическое стекло и кальцит. Для фракции более 63 мкм отношение кварца к полевым шпатам (Q:FS) более 5, а эпидота к клинопироксену (Ep:CLPs) менее 0.5. Практически везде встречаются образования сложной формы, землистые агрегаты и корки охристого, бурого цвета окислов и гидроокислов Fe и Mn, представленные лимонитом, гетит-гидрогетитом, иногда мартитом.

Окатанность минеральных зерен изменяется от 0 до 4-го класса, при резком преобладании угловатых частиц 1–2-го класса окатанности, что может свидетельствовать о быстром поступлении с суши и аккумуляции в море минерального вещества. Химический состав литогенного вещества следующий: FeO – 3.64–4.14 %, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 2.83–5.7814 %, TiO<sub>2</sub> – 0.86–1.3714 %, MnO – 0.08–1.5114 % (Особенности ..., 1994).

Среди глинистых минералов преобладают гидрослюды (иллит) и каолинит (до 30–32 % литогенного вещества), часто встречаются минералы группы смектита, изредка хлорит. Архипелаг ЗФИ является основным источником поставки каолинита в Евразийский бассейн, а группы смектита в Баренцево море (Левитан и др., 2007). Глинистые минералы нередко формируют легко разрушаемые агрегаты веретенообразной формы, часто со следами ожелезнения.

Гранулометрический состав отложений в проливах ЗФИ во многом зависит от глубины моря и удаленности от береговой линии, хотя строгой зависимости нет (табл. 4). Галечный материал (возможно, и мелкие валуны) встречается в отложениях на всех глубинах моря, содержание не превышает 8 % и только в литоральной зоне наблюдаются валунно-галечные отложения. Среднее содержание гравийной фракции составляет 2.6±0.3 % (n = 80) при диапазоне изменений от 0 до 12.8 %, при этом в очень редких случаях в отложениях наблюдается отсутствие частиц гравийной размерности, что свидетельствует об интенсивном ледовом разнесе терригенного материала. Содержание песчаной фракции изменяется от 1.5 до 94.5 %, в среднем составляя 14.3±2.2 % (n = 80). Пески распространены вдоль островов и на структурных поднятиях проливов на глубинах 20–50 м. На меньших глубинах располагаются каменистые отложения (на открытых от ледников побережьях) или пелитовые (алевро-пелитовые) отложения у выводных ледников, а на больших глубинах в отложениях возрастает доля алеврита и пелита.

Литологическая характеристика отложений сопредельных с арх. ЗФИ желобов

Район	Координаты		Глубина моря, м	Глубина залегания слоя, см	Литологический состав
	с. ш.	в. д.			
Желоб Франц-Виктория	80°32'	43°40'	365	2	Желтовато-коричневый пелитовый осадок с Fe-корками, текучий. Нижний контакт постепенный
				5	Буровато-желтого цвета алевроито-пелитовый осадок, плотный, непластичный, невязкий. Комковатой текстуры (Fe-Mn-гнезда, стяжения). Нижний контакт четкий
				12	Зеленовато-серый алевроито-пелитовый осадок туго-текучий, слабовязкий, непластичный. Текстура пятнистая. По всему разрезу встречаются Fe-гнезда и обломки раковин моллюсков. Нижний контакт постепенный
				55	Зеленовато-серый алевроито-пелитовый осадок туго-текучий, пластичный, невязкий. Встречаются линзы песчано-алевритового осадка. По всему разрезу встречаются частицы единичные гнезда гидротроилита. Нижний контакт постепенный
				170	Голубовато-серый (зеленовато-серый) песчано-пелитовый осадок плотный, пластичный, слабовязкий. По всему разрезу встречаются частицы гравийной размерности. Нижний контакт четкий
Желоб Святой Анны	79°09.9'	68°26.4'	534	21	Темно-серый алевроито-пелитовый осадок, плотный, вязкий, слабопластичный. По всему разрезу встречаются частицы гравийной размерности
				26	Светло-коричневый однородный, алевроито-пелитовый осадок, верхняя часть осадка (2-3 см) легко-текучая, нижняя - туго-текучая. Встречаются единичные зерна гравийной размерности. Нижний контакт четкий
				26	Бурого, ржавого цвета однородный пелитовый осадок, плотный, непластичный, нетекучий, пронизан гнездами и стяжениями окислов и гидроокислов Fe и Mn

Район	Координаты		Глубина моря, м	Глубина залегания слоя, см	Литологический состав
	с. ш.	в. д.			
Желоб Святой Анны	79°09.9'	68°26.4'	534	52	Переслаивание плотных слоев бурого цвета с голубовато-серыми пелит-алевритовыми слабопластичными и слабовязкими отложениями. Верхний контакт четкий по плотному слою гидроокислов Fe и Mn. По всему разрезу встречаются частицы гравийной размерности
				98	Голубовато-серый однородный алеврито-пелитовый осадок слабопластичный и слабовязкий. Верхний контакт постепенный. По всему разрезу встречаются частицы гравийной размерности
				108	Голубовато-серый алеврито-пелитовый осадок, слабопластичный и слабовязкий с пятнами и разводами ярко-желтого (охристого) цвета. Верхний контакт постепенный
				112	Плотный пелит-алевритовый осадок серого цвета, с ярко-желтыми пятнами. Верхний контакт четкий
				146	Темно-серый однородный, плотный алевритовый осадок, непластичный и невязкий. По всему разрезу встречаются частицы гравийной размерности и единичной гальки. Верхний и нижний контакты четкий
				152	Светло-серый алеврито-пелитовый осадок, слабопластичный и слабовязкий с гидротроилитом и гравием

Таблица 4

## Гранулометрический состав донных отложений арх. ЗФИ, %

Район	Координаты		Глубина, м	Интервал, см	Галька	Гравий	Песок	Алеврит	Пелит	Глина	H <sub>r</sub>	D
	с. ш.	в. д.										
о. Хокшкетгера	79°47'	60°56'	195	0-2	-	5.3	39.6	18.3	36.8	24.8	0.75	0.32
				2-6	-	2.3	24.9	22.7	50.1	44.1	0.69	0.16
				6-11	-	1.2	12.0	9.4	77.4	65.4	0.45	0.08
				11-17	-	1.3	18.3	13.7	66.7	58.7	0.57	0.11
				17-23	-	-	7.3	8.5	84.2	77.2	0.34	0.03

Район	Координаты		Глубина, м	Интервал, см	Галька	Гравий	Песок	Алеврит	Пелит	Глина	H <sub>r</sub>	D
	с. ш.	в. д.										
о. Хокшкетгера	79°59'	62°14'	251	0-2	-	1.3	13.0	17.6	68.1	58.1	0.55	0.08
				2-5	-	1.1	11.7	18.8	68.4	58.4	0.54	0.07
				5-11	-	-	9.6	19.0	71.4	59.4	0.49	0.04
				11-13	-	2.1	19.8	19.0	59.1	49.1	0.64	0.12
				13-19	-	12.8	42.0	17.5	27.7	25.9	0.80	0.47
				19-26	-	1.0	12.0	17.5	69.5	61.2	0.53	0.06
О. Алджер	80°22'	55°52'	25	0-5	-	-	61.7	31.8	6.5	5.6	0.52	0.26
				5-10	-	-	75.4	15.9	8.7	8.2	0.45	0.31
				10-15	-	-	94.6	2.6	2.8	2.7	0.15	0.38
О. Алджер-о. Мак-Клинтон	80°20'	55°40'	443	0-2	-	0.3	4.3	68.9	26.5	17.0	0.47	0.07
				2-4	-	1.1	4.2	29.7	65.0	48.0	0.51	0.05
				4-6	-	1.8	3.8	33.0	61.4	47.4	0.54	0.08
				6-8	-	2.9	3.9	30.0	63.2	48.2	0.55	0.12
				8-10	-	6.3	3.4	24.7	65.6	49.6	0.57	0.41
				10-12	6.0	4.8	3.1	23.2	62.9	49.9	0.65	0.92
				12-14	-	4.6	3.0	24.5	67.9	51.9	0.53	0.22
				14-16	-	7.0	4.0	32.0	57.0	45.0	0.62	0.37
О. Кун-о. Кейна	81°01'	59°35'	188	16-18	-	3.7	4.0	24.7	67.6	54.6	0.53	0.16
				18-20	-	4.3	4.6	30.0	61.1	48.1	0.58	0.15
				0-2	-	0.6	4.4	41.1	53.9	37.2	0.54	0.05
				2-6	-	0.8	3.3	34.6	61.3	43.9	0.51	0.05
				6-10	7.8	2.5	2.1	30.4	57.2	42.7	0.53	0.69
				10-14	-	1.4	1.6	36.4	60.6	44.7	0.50	0.07
О. Кун-о. Кейна	81°02'	59°37'	278	14-18	-	2.6	2.2	36.5	58.7	45.0	0.53	0.14
				18-22	-	1.8	2.2	38.1	57.9	36.8	0.52	0.07
				22-24	-	1.3	1.9	36.0	60.8	46.9	0.50	0.06
				0-2	-	0	21.2	78.8	59.3	0.37	0.02	
О. Кун-о. Кейна	81°02'	59°37'	278	2-6	-	0.4	11.1	88.5	70.4	0.27	0.03	
				6-10	0.8	4.9	8.5	85.8	63.7	0.35	0.29	

Район	Координаты		Глубина, м	Интервал, см	Галька	Гравий	Песок	Алеврит	Пелит	Глина	Н <sub>r</sub>	D
	с. ш.	в. д.										
О. Кун-о. Кейна	81°02'	59°37'	278	10-14	-	1.1	9.5	89.4	67.1	0.27	0.06	
				14-18	-	2.2	8.8	89.0	66.8	0.29	0.10	
				18-22	-	0.9	12.6	86.5	64.5	0.31	0.05	
				22-24	-	1.1	6.5	92.4	73.6	0.22	0.05	
				5-10	-	4.8	4.9	52.7	39.7	0.62	0.26	
				10-15	-	3.7	7.9	49.9	36.9	0.64	0.19	
				15-20	-	4.9	5.5	50.6	36.6	0.63	0.24	
				20-25	-	4.0	7.8	51.4	39.4	0.64	0.16	
				25-30	-	2.4	2.6	28.0	21.8	0.50	0.17	
				30-35	-	1.6	4.8	57.2	42.2	0.56	0.08	
О. Чамп-о. Хейса	80°52'	59°15'	234	35-40	-	0.7	39.7	57.7	43.7	0.49	0.05	
				40-45	-	3.2	5.1	54.9	41.9	0.60	0.15	
				45-50	-	4.6	5.0	52.4	39.4	0.62	0.21	
				50-55	-	4.8	3.9	52.3	41.3	0.61	0.25	
				55-60	-	2.4	4.6	60.4	46.4	0.56	0.14	
				60-65	-	3.6	7.0	56.0	42.0	0.62	0.14	
				65-70	-	5.3	5.6	55.5	41.5	0.63	0.24	
				70-75	-	8.5	3.4	57.2	41.2	0.63	0.53	
				75-80	-	0.9	4.7	55.4	40.4	0.55	0.05	
				80-85	-	3.3	5.5	57.2	39.2	0.60	0.23	
О. Чамп-о. Хейса	80°52'	59°15'	234	85-90	-	3.1	4.8	56.0	45.0	0.59	0.12	
				90-95	-	2.2	5.7	57.1	43.1	0.58	0.10	
				95-100	-	1.4	6.8	59.9	45.9	0.57	0.07	
				100-105	5.3	1.9	6.2	53.2	41.2	0.69	0.49	
				105-110	-	7.6	4.6	58.0	46.0	0.63	0.42	
				110-115	-	2.9	4.7	55.8	42.8	0.58	0.15	

ПРИМЕЧАНИЕ. Н<sub>r</sub> — коэффициент сортировки; D — средний диаметр частиц, мм.

Содержание алевритовой фракции изменяется от 2.6 до 68.9 %, в среднем составляя  $29.6 \pm 1.4$  % ( $n = 80$ ) (табл. 4). В очень редких случаях формируются алевритовые отложения, в подавляющем большинстве случаев алевритовая фракция является примесью в пелитовых, реже песчаных отложениях. Такое положение алевритовой фракции (как примесь в других отложениях) – характерная черта четвертичных отложений Баренцево-морского шельфа (Гуревич, 2002).

Содержание пелитовой фракции изменяется от 2.8 до 92.4 %, в среднем  $58.1 \pm 2.1$  % ( $n = 80$ ) (табл. 4). На глубине более 50 м голоценовые отложения проливов ЗФИ представлены пелитовыми илами с небольшим содержанием средне- и крупнообломочных частиц. При этом более 75 % от фракции составляют коллоидные частицы (диаметром менее 0.05 мкм). С большой долей вероятности можно предположить, что основная масса коллоида состоит из глинистых минералов. Возможно, что веретенообразные глинистые агрегаты являются фекальными пеллетами макробентоса (Левитан и др., 2007).

Средний диаметр частиц в голоценовых отложениях осевых частей проливов архипелага хорошо фиксирует процесс ледового разноса вещества (табл. 4). Так, средний диаметр частиц в голоценовых отложениях соответствует фракции мелкого песка ( $0.19 \pm 0.02$  мм), т. е. противоречит гранулометрическому составу отложений. Если из расчетов убрать крупнообломочные частицы, явно привнесенные айсбергами и припайными льдами (диаметром более 5 мм), то средний диаметр частиц составит  $0.04 \pm 0.01$  мм, фракция мелкого алеврита, что более соответствует гранулометрическому составу отложений.

Гранулометрический состав современных осадков (0–2 см) мало чем отличается от состава голоценовых отложений: преобладают тонкие фракции, практически везде присутствует гравийно-галечный материал, плохая сортировка отложений, нет жесткой привязки гранулометрического состава с глубиной моря и удаленностью от береговой линии (табл. 5). Это может свидетельствовать о стабильных условиях седиментации в проливах ЗФИ в послеледниковое время. Среднее содержание гранулометрических фракций, в современных отложениях следующее ( $n = 96$ ): галечной –  $0.6 \pm 0.4$  %, гравийной –  $4.9 \pm 2.2$  %, крупноалеврито-песчаной –  $43.4 \pm 6.3$  % и мелкоалеврито-пелитовой –  $51.1 \pm 6.9$  % (коллоидных частиц около 40 % от фракции). Средний диаметр частиц –  $0.30 \pm 0.10$  мм без учета грубообломочных частиц  $0.05 \pm 0.01$  мм.

**Фракционная сортировка донных отложений.** Прежде чем рассматривать фракционную сортировку голоценовых отложений арх. ЗФИ, следует разобрать коэффициенты, ее определяющие. Долгие годы для оценки распределения частиц в донных отложениях многие седиментологи используют коэффициент “фракционной сортировки Траска”, определяемый как отношение двух квантилей ( $Q_{25}$  и  $Q_{75}$ ) и рассчитываемый по формуле

$$S_0 = \sqrt{\frac{Q_{25}}{Q_{75}}}.$$

Гранулометрический состав поверхностных отложений (0–2 см) арх. ЗФИ, %

Год	Координаты отбора проб		Глубина, м	Тип отложений	Галька, > 10 мм	Гравий, 2–10 мм	Песок–крупный алеврит, 2–0.05 мм	Мелкий алеврит–пелит, < 0.05 мм
	С. Ш.	В. Д.						
1994	80°22'	55°52'	25	Алеврито-песчаный	–	Ед.	61.7	38.3
	79°47'	60°56'	195	Алеврито-песчаный	–	2.3	58.6	39.1
	80°20'	55°40'	443	Песчано-алевритовый	–	–	67.6	32.4
	79°59'	62°14'	251	Алеврито-пелитовый	–	0.3	22.2	77.5
	80°52'	59°15'	234	Алеврито-пелитовый	–	4.3	13.0	82.7
2006	81°02'	59°37'	278	Алеврито-пелитовый	–	–	21.0	79.0
	80°20.1'	52°46.5'	31	Смесь песок–гравий	–	42.4	45.1	12.5
	79°53.4'	51°25.5'	44	Песчаный	Ед.	0.1	90.8	9.1
	79°51.8'	51°48.9'	105	Песчаный	–	0.2	81.4	18.4
	80°13.3'	50°24.9'	60	Алеврито-песчаный	–	19.6	40.2	40.2
	79°52.4'	49°29.7'	160	Алеврито-песчаный	–	–	71.5	28.5
	80°44.4'	53°36.3'	227	Алеврито-пелитовый	–	–	22.1	77.9
2007	80°24.0'	51°22.6'	400	Пелитовый	–	–	10.2	89.8
	79°48.0'	53°04.4'	415	Пелитовый	–	6.3	5.6	88.1
	80°20.2'	52°52.7'	<10	Песчаный	1.6	14.3	70.6	13.5
	80°13.3'	50°29.0'	71	Песчаный	5.7	2.9	77.8	13.6
	80°31.7'	52°34.1'	76	Алеврито-песчаный	–	5.9	61.9	32.2
80°23.5'	51°27.8'	344	Алеврито-песчаный	6.1	3.0	52.8	38.2	
80°19.9'	52°55.2'	<10	Песчано-алевритовый	–	0.6	56.8	42.6	
80°20.2'	52°54.1'	<10	Пелит-алевритовый	–	–	2.6	97.4	
80°35.6'	55°04.6'	295	Алеврито-пелитовый	–	2.8	18.1	79.2	
80°20.2'	52°46.2'	12	Пелитовый	–	1.8	3.6	94.6	

Недостатки коэффициента Траска давно известны геологам (Friedman, 1961; Folk, 1966; Седиментология ..., 1980; Романовский, 1988). Вызвано это тем, что данный коэффициент учитывает всего две точки эмпирической кривой распределения частиц по фракциям, не учитывая информации по другим точкам этой кривой. Как мера оценки “фракционной сортировки” донных отложений была предложена мера энтропии (Романовский, 1988):

$$H_r = \frac{\hat{h}\{f^*(r)\}}{\hat{h}\{f^*(r)\}_{\max}},$$

$$h\{f^*(r)\} = -\sum_{i=1}^n P_i \ln p_i,$$

где  $n$  – число фракций в анализе;  $p_i$  – содержание частиц в  $i$ -й фракции.

Несомненно, что предложенная С.И. Романовским (1988) энтропийная мера сортировки донных отложений более полно отражает сущность понятия. Но, как отмечал сам автор, коэффициент  $H_r$  зависит от дробности анализа, т. е. от количества выделяемых фракций, а также не учитывает модальность распределения частиц. Рассмотрим зависимость  $H_r$  от дробности гранулометрического анализа или интервалов группирования фракций (табл. 6). Как видно из табл. 6, в зависимости от дробности гранулометрического анализа (или интервалов группирования) коэффициент  $H_r$  изменяется. При этом при переходе от максимально дробного гранулометрического анализа (Ia, IIa) к группированию в грубообломочной (галька, гравий) и субколлоидной (мелкий пелит) областях распределения частиц (Ib, IIb), при сохранении дробности в песчаной и алевритовой гранулометрической фракции, коэффициент  $H_r$  увеличивается, указывая на ухудшение сортировки частиц. При группировании по трем интервалам (Ic, IIc) коэффициент  $H_r$  уменьшается в обоих случаях, а в первом случае (Ic) донные отложения по  $H_r$  переходят из класса плохо сортированных в умеренно сортированные отложения. При рассмотрении табл. 6 создается полное впечатление, что в первом случае (Ia,b,c) донные отложения сортированы лучше (одномодальные, сумма частиц в  $M_f > 85\%$ ), чем во втором (IIa,b,c). Но при традиционном представлении результатов гранулометрического анализа (табл. 7) в первом случае (I) отложения характеризуются как плохо сортированные ( $H_r = 0.63$ ), а во втором (II) – донные отложения отвечают пограничной области: отложения хорошо или умеренно сортированные ( $H_r = 0.36$ ).

Такие неоднозначные результаты в определении коэффициента сортировки  $H_r$  требуют разработки единой размерной шкалы частиц и интервалов группирования фракций для корректного использования коэффициента  $H_r$ .

Фракционная сортировка донных отложений (содержание фракций, %)

Фракция, мм	А (случай Ia)	В (случай Ia)	Фракция, мм	А (случай Ib)	В (случай Ib)	Фракция, мм	А (случай Ic)	В (случай Ic)
> 20	0.1	0.3	> 10	0.3	2.0	> 2	1.1	12.4
20-16	0.1	0.6	10-2	0.8	10.4	2-0.05	85.2	7.4
16-10	0.1	1.1	2-1	0.6	0.2	< 0.05	13.7	80.2
10-5	0.2	2.3	1-0.5	1.7	0.1	-	-	-
5-2	0.6	8.1	0.5-0.25	3.1	0.6	-	-	-
2-1	0.6	0.2	0.25-0.1	26.1	3.1	-	-	-
1-0.5	1.7	0.1	0.1-0.05	53.1	3.4	-	-	-
0.5-0.25	3.1	0.6	0.05-0.01	8.5	54.7	-	-	-
0.25-0.1	26.1	3.1	0.01-0.005	3.2	20.5	-	-	-
0.1-0.05	53.1	3.4	< 0.005	2.0	5.0	-	-	-
0.05-0.01	8.5	54.7	-	-	-	-	-	-
0.01-0.005	3.2	20.5	-	-	-	-	-	-
0.005-0.002	1.2	4.3	-	-	-	-	-	-
0.002-0.001	0.5	0.4	-	-	-	-	-	-
< 0.001	0.3	0.3	-	-	-	-	-	-
Коэффициент H <sub>r</sub>	0.50	0.55	-	0.55	0.60	-	0.42	0.57

ПРИМЕЧАНИЕ. А — одномодальное, В — двухмодальное распределение частиц.

**Фракционная сортировка донных отложений (содержание фракций, %)**

Фракция, мм	Одномодальное распределение частиц (случай I)	Двухмодальное распределение частиц (случай II)
> 2	0.6	12.4
2–1	0.6	0.2
1–0.5	1.7	0.1
0.5–0.25	3.1	0.6
0.25–0.1	26.1	3.1
0.1–0.05	53.1	3.4
< 0.05	13.7	80.2
Коэффициент $H_r$	0.63	0.36

Еще один недостаток коэффициента сортировки  $H_r$  – неучет полимодальности распределения частиц. В таблице 8 представлены результаты трех гранулометрических анализов, в первом случае (I) трехмодальное распределение, во втором (II) – двухмодальное, в третьем (III) – одномодальное. Независимо от количества модальных фракций коэффициент сортировки  $H_r$  одинаковый во всех трех случаях (табл. 8 – I, II, III). При группировании результатов гранулометрического анализа по трем группам фракций (табл. 8 – Ia, IIa, IIIa) сразу выявляются различия в сортировке отложений. Действительно, одномодальное распределение частиц в отложениях – это свидетельство гранулометрической зрелости отложений, а трехмодальное распределение частиц в отложениях свидетельствует о полном отсутствии процессов разделения частиц по гидравлической крупности или о наложении нескольких процессов поставки вещества друг на друга. Объединение фракций нами было основано на двух размерных точках – 2 мм и 50 мкм:

- 1) грубообломочные отложения – частицы диаметром более 2 мм. График отношения числа Рейнольдса и коэффициента сопротивления частиц в движущемся потоке имеет перегиб в точке 2 мм (Романовский, 1988);
- 2) среднеобломочные отложения – частицы диаметром 50 мкм–2 мм;
- 3) тонкообломочные отложения – частицы диаметром менее 50 мкм. Гидравлическая крупность частиц менее 50 мкм отклоняется от закона Стокса.

Физический смысл выделения трех групп довольно очевиден. Грубообломочные отложения – частицы донной популяции, критическая скорость потока, срывающая частицы, более 100 см/с (Nowell et al., 1981; Романовский, 1988), частицы диаметром более 2 мм перемещаются в потоке в основном волочением и сольтацией. Только высокоплотностные потоки способны перемещать обломки более 2 мм во взвешенном состоянии.

Среднеобломочные отложения – критическая скорость потока, срывающая частицы, минимальна для всех обломочных отложений, оценивается от 2–3 до 20–60 см/с (Nowell et al., 1981; Романовский, 1988), частицы диаметром от 50 (60) мкм до 2 мм перемещаются в потоке всеми возможными способами.

**Фракционная сортировка донных отложений (содержание фракций, %)**

Фракция, мм	С (случай I)	В (случай II)	А (случай III)	Фракция, мм	С (случай Ia)	В (случай IIa)	А (случай IIIa)
> 10	5	2	2	> 2	25	11	11
10–5	15	4	4	2–0.05	30	34	80
5–2	5	5	5	< 0.05	45	55	9
2–1	4	5	15	–	–	–	–
1–0.5	5	15	40	–	–	–	–
0.5–0.25	15	5	15	–	–	–	–
0.25–0.1	4	4	5	–	–	–	–
0.1–0.05	2	5	5	–	–	–	–
0.05–0.01	5	15	5	–	–	–	–
< 0.01	40	40	4	–	–	–	–
Коэффициент $H_r$	0.81	0.81	0.81	–	0.97	0.85	0.58

ПРИМЕЧАНИЕ. А – одномодальное, В – двухмодальное, С – трехмодальное распределение частиц.

Тонкообломочные отложения – частицы суспензионной популяции, критическая скорость потока, срывающая частицы более 70 см/с, частицы диаметром менее 50 мкм перемещаются в потоке в основном во взвешенном состоянии, в морских и озерных условиях могут находиться во взвешенном состоянии неограниченно длительное время.

Вероятно, можно подобрать другие границы группирования, но нам важно, что просто использовать ни коэффициент сортировки Траска, ни коэффициент нормированной энтропии Романовского нельзя. Как отмечалось ранее, коэффициент нормированной энтропии более полно отражает суть понятия фракционной сортировки частиц в отложениях, но использовать его следует при учете всех мод распределения, а для сравнения двух или более типов отложений требуется одинаковое количество гранулометрических фракций.

Как видно из табл. 4, средний коэффициент фракционной сортировки  $H_r$  голоценовых отложений арх. ЗФИ составляет  $0.51 \pm 0.01$ , что соответствует плохо сортированным отложениям. В единичных случаях коэффициент фракционной сортировки отдельных горизонтов составляет 0.15–0.22, что соответствует хорошей сортировке отложений, наблюдается он только у одномодальных отложений (песка и пелита) с содержанием модальной фракции более 90 %. Умеренная сортировка отложений наблюдается у современных осадков (0–2 см) – коэффициент  $H_r$  составляет  $0.44 \pm 0.01$ . Возможно, более высокая сортировка современных отложений вызвана обеднением полужидких осадков грубообломочными частицами, которые проникают сквозь них, концентрируясь в нижних более плотных слоях.

С большой долей вероятности можно предположить, что умеренная и плохая фракционная сортировка голоценовых отложений связана не с отсутствием процесса разделения частиц по гидравлической крупности, а с

наложением нескольких процессов поставки и аккумуляции вещества. Так, основная масса осадочного вещества поступает в проливы архипелага летом в результате терригенной поставки (дегляциации ледниковых покровов, плоскостного смыва с открытых от ледников берегов и ледового разноса), а аккумулируется в подледных условиях. Следовательно, по фракционной сортировке голоценовые отложения можно охарактеризовать как отложения, формирующиеся в переходных от ледниково-морских к ледово-морским условиям. Когда глубинная и латеральная зональность седиментогенеза уже начинает играть существенную роль, но влияние ледников еще велико. В этой обстановке мозаичное распределение литологических типов отложений наиболее ожидаемое явление.

**Физико-механические свойства отложений (0–2 см).** Имеющийся фактический материал позволяет дать предварительную физико-механическую характеристику современных отложений, так как результаты основаны на очень ограниченном материале (табл. 9).

Современные отложения характеризуются: средней плотностью ( $1.84 \pm 0.08$  г/см<sup>3</sup> – удельная,  $1.49 \pm 0.06$  г/см<sup>3</sup> – объемная,  $1.07 \pm 0.07$  г/см<sup>3</sup> – скелета отложений); естественной влажностью ( $42.5 \pm 3.9$  %); высокой пористостью (эффективная пористость –  $40.5 \pm 3.1$  %, коэффициент пористости –  $0.76 \pm 0.1$ ); низкой теплопроводностью ( $0.28 \pm 0.03$  Кал/см·с·°С); большой объемной ( $51 \pm 4.5$  %) и средней линейной ( $18.5 \pm 3.7$  %) усадкой.

Наблюдается закономерное изменение физико-механических свойств от литологического типа отложений. Так, от песчаных к пелитовым отложениям идет закономерное уменьшение плотности (удельной, объемной и скелета отложений) и теплопроводности; наблюдается увеличение естественной влажности, пористости и усадки (как линейной, так и объемной) отложений. Средняя плотность песков и гравийно-песчаных смесей (крупнозернистые) следующая, г/см<sup>3</sup>: удельная –  $1.98 \pm 0.07$ , объемная –  $1.71 \pm 0.04$ , скелета –  $1.36 \pm 0.04$ . Средняя плотность алевритовых песков и песчано-алевритовых отложений (среднезернистые) –  $1.88 \pm 0.16$ ,  $1.54 \pm 0.01$  и  $1.10 \pm 0.01$  г/см<sup>3</sup> (удельная, объемная и скелета соответственно). Средняя плотность алевритовых пелитов и пелитов (глин?) (мелкозернистые) составляет, г/см<sup>3</sup>:  $1.58 \pm 0.13$ ,  $1.23 \pm 0.03$  и  $0.77 \pm 0.02$  (удельная, объемная и скелета соответственно). Средние показатели естественной влажности: крупнозернистых отложений –  $26.5 \pm 1.4$  %, среднезернистых –  $40.1 \pm 3.8$  %, мелкозернистых –  $60.2 \pm 1.7$  %. Средние показатели эффективной пористости и коэффициента пористости: крупнозернистых отложений –  $27.9 \pm 3.1$  % и  $0.40 \pm 0.06$ , среднезернистых –  $44.3 \pm 4.7$  % и  $0.83 \pm 0.15$ , мелкозернистых –  $50.3 \pm 3.4$  % и  $1.06 \pm 0.17$ . Средние показатели линейной и объемной усадки: крупнозернистых отложений –  $4.6 \pm 1.6$  и  $32.6 \pm 3.7$  %, среднезернистых –  $14.5 \pm 1.9$  и  $50.3 \pm 4.9$  %, мелкозернистых –  $34.3 \pm 2.7$  и  $68.2 \pm 2.9$  %. Средние показатели теплопроводности отложений следующие: крупнозернистые –  $0.41 \pm 0.03$  Кал/см·с·°С, среднезернистые –  $0.30 \pm 0.01$  Кал/см·с·°С, мелкозернистые –  $0.15 \pm 0.01$  Кал/см·с·°С.

Физико-механические свойства современных донных огложений (0-2 см) арх. ЗФИ

Координаты отбора проб		Тип огложений	Плотность, г/см <sup>3</sup>			Естественная влажность, %	Общая пористость, %	Относительная усадка, %		Теплопроводность, Кал/см·с·°С
с. ш.	в. д.		1	2	3			линейная	объемная	
80°20.1'	52°46.5'	Песчано-гравийные смеси с алевроито-пелитовым заполнителем	1.81	1.75	1.38	27.2	24.1 (0.32)	3.8	21.9 (1.03)	0.436
75°32.5'	56°19.2'	Песчано-гравийные смеси с алевроито-пелитовым заполнителем	2.00	1.52	1.10	38.5	25.0 (0.35)	14.8	53.1 (2.94)	0.284
79°51.8'	51°48.9'	Песок	2.09	1.84	1.45	27.2	30.8 (0.44)	6.9	35.9 (2.06)	0.510
79°53.4'	51°25.5'	Песок	2.12	1.64	1.35	21.6	36.4 (0.57)	0	39.4 (3.01)	0.356
80°13.3'	50°29.0'	Песок	2.02	1.72	1.42	21.4	29.6 (0.42)	0	32.8 (2.28)	0.417
80°20.2'	52°52.7'	Песок	1.83	1.77	1.44	22.9	21.3 (0.27)	1.8	22.4 (1.26)	0.450
80°13.3'	50°24.9'	Алевроито-песчаный	2.08	1.57	1.14	37.8	45.3 (0.83)	15.4	53.1 (3.00)	0.312
79°52.4'	49°29.7'	Алевроито-песчаный	1.64	1.54	1.15	33.5	29.6 (0.42)	8.6	37.5 (1.79)	0.294
80°23.5'	51°27.8'	Алевроито-песчаный	2.46	1.53	1.11	38.1	55.0 (1.22)	17.2	61.5 (4.20)	0.287
80°31.7'	52°34.1'	Алевроито-песчаный	1.79	1.57	1.03	53.2	42.6 (0.74)	13.2	42.9 (1.41)	0.313
80°19.9'	52°55.2'	Песчаный алевроит	2.12	1.50	1.09	37.9	48.9 (0.96)	17.9	56.3 (3.39)	0.269
80°35.6'	55°04.6'	Алевроито-пелит	1.64	1.27	0.79	59.6	51.5 (1.06)	33.3	68.8 (3.69)	0.160
80°44.4'	53°36.3'	Алевроито-пелит	1.45	1.31	0.85	54.0	41.2 (0.70)	29.3	58.3 (2.59)	0.178
80°24.0'	51°22.6'	Пелит	2.13	1.26	0.77	62.9	63.8 (1.76)	41.4	78.1 (5.67)	0.156
79°48.0'	53°04.4'	Пелит	1.44	1.22	0.74	64.1	48.6 (0.94)	37.9	69.7 (3.59)	0.141
80°20.2'	52°46.2'	Пелит	1.54	1.23	0.76	62.1	50.7 (1.03)	42.9	69.7 (3.71)	0.146
80°20.2'	52°54.1'	Пелит	1.27	1.09	0.69	58.4	45.8 (0.84)	29.4	64.3 (3.08)	0.101

ПРИМЕЧАНИЕ. Цифры в скобках — коэффициенты; плотность: 1 — удельная, 2 — объемная, 3 — скелета.

Физико-механические свойства песчано-гравийных смесей можно охарактеризовать как промежуточные между крупно- и среднезернистыми отложениями. Средняя плотность составляет: удельная –  $1.91 \pm 0.09$  г/см<sup>3</sup>, объемная –  $1.64 \pm 0.11$  г/см<sup>3</sup>, скелета –  $1.24 \pm 0.14$  г/см<sup>3</sup>; естественная влажность –  $32.9 \pm 5.7$  %, эффективная пористость –  $24.6 \pm 0.5$  %, коэффициент пористости –  $0.34 \pm 0.2$ ; теплопроводность –  $0.36 \pm 0.08$  Кал/см·с·°С; усадка отложений –  $9.3 \pm 5.5$  и  $37.5 \pm 15.5$  % (линейная и объемная соответственно).

**Магматизм архипелага.** Магматические тела архипелага хорошо выражены в рельефе. Выделяются два типа магматических пород – эффузивные и интрузивные. Покровные тела бронируют осадочные породы от денудации, а секущие тела формируют гребни (нередко фиксируемые даже под покровами льда) и мысы, далеко вдающиеся в море.

Эффузивные породы слагают покровы мощностью от 2–3 до десятков метров, часто они разделены туфами, реже пластовыми интрузиями. По составу это породы основного состава разной степени раскристаллизованности, соответствующие платобазальтовой формации (миндалекаменные базальты и порфиновые базальто-долериты).

Интрузивные породы представлены пластовыми интрузиями и дайками. По химическому и минеральному составу они близки к эффузивным породам. Пластовые тела представляют собой силлы, внедрившиеся в осадочные и эффузивные породы. Мощность покровов изменяется от 5 до 100 м, представлены они долеритами и габбро-долеритами. Секущие магматические тела представлены дайками того же состава, что и пластовые тела. Контакты даек почти вертикальные. Дайки формируют гребни, возвышающиеся над окружающей местностью, и мысы, далеко вдающиеся в море. Мощность даек изменяется от 1–2 до 100–120 м (250 м) в раздувах.

Прослеживаются дайки на расстояние до 140 км (“Диагональная” дайка) с одного острова на другой. Наиболее хорошо проявлены дайки северо-западного простирания, останцы которых формируют основу многих мысов (мыс Тегетхофф о. Галля, мыс Рубини о. Гукера и мыс Антирубини о. Скотт-Келти и др.). В геологической литературе хорошо известна скала Рубини (Геология ..., 1970) в связи с хорошо выраженной столбчатой (четырёх-, пяти- и шестигранной) и параллелепипедальной отдельностью.

Дайки северо-западного простирания, возможно, являлись подводными каналами для эффузивных покровов и интрузивных пластовых тел.

Возраст магматических пород, по данным последних определений абсолютного возраста, юрско-меловой (Шипилов, 2004; Шипилов, Карякин, 2011). Активизации магматической деятельности происходили в раннеюрское ( $196.5 \pm 6.3$ – $189.1 \pm 11.4$  млн лет), позднеюрское ( $158.4 \pm 5.4$ – $152.6 \pm 14.5$  млн лет), раннемеловое ( $138.1 \pm 2.6$ – $125.2 \pm 5.5$  млн лет) и поздне-меловое ( $103 \pm 7$  млн лет) время. Близкий возраст базальтов установлен на арх. Шпицберген, Лудловском поднятии и в Свердрупском бассейне (Шипилов, 2004).

**Тектоногеодинамическая эволюция арх. ЗФИ и прилегающего шельфа.** В своих работах Э.В. Шипилов (2002, 2004; Шипилов и др., 2003)

выделяет три главных этапа тектонического преобразования Баренцево-Карского региона. Первый этап – рубеж палеозоя и мезозоя (позднепермско-триасовый) знаменуется началом широкомасштабной деструкции континентальной литосферы Северной Евразии. Второй этап – мезозойский (юрско-меловой), начало формирования и становление Амеразийского бассейна. Третий этап – кайнозойский (позднемеловой–кайнозойский), формирование Евразийского, Норвежско-Гренландского бассейнов и шельфовых границ Арктики. В тектоническом районировании арх. ЗФИ относится к Восточно-Баренцевоморскому мегабассейну и в докайнозойское время (до позднемелового времени) развивался совместно с Северо- и Центрально-Баренцевоморским прогибами.

Позднепермско-триасовый тектоногеодинамический цикл Баренцево-Карской континентальной окраины Евразии контрастно отличается от палеозойской истории развития региона. В это время качественно меняется состав горных пород с карбонатных и карбонатно-терригенных в палеозойское время на исключительно терригенные породы и отложения в мезозойско-кайнозойское время. При этом резко возрастает скорость седиментации, которая достигает лавинных темпов (Осадочный ..., 1993; Богданов и др., 1997). В Восточно-Баренцевоморской мегадепрессии за позднепермское–триасовое время накопилось 10–11 км осадочных пород, что составляет половину фанерозойского осадочного чехла. Вероятно, в позднепермское раннетриасовое время мощный поток терригенного вещества поступал в Восточно-Баренцевоморскую мегадепрессию с окружающих ее поднятий. В условиях изначальной глубоководности бассейна (подготовленные глубины составляли 1.5–3.5 км; Шипилов, 2004), осадконакопление было некомпенсированным. В этот период формируются пестроцветные песчано-глинистые породы. Мощность триасовых отложений в депоцентре Восточно-Баренцевоморской мегадепрессии составляет 7–8 км. В его разрезе отчетливо фиксируются пластовые тела, предположительно, магматического генезиса. Ареал развития пластовых тел протягивается от Южно-Баренцевоморской впадины до арх. ЗФИ и желоба Святой Анны. Основная магматическая активность происходила в позднепермско-раннетриасовое время и длилась 25–30 млн лет (Шипилов, Тарасов, 1998). В палеогеографическом отношении в триасовое время в Восточно-Баренцевоморской мегадепрессии происходила постепенная смена некомпенсированного осадконакопления к компенсированному и смещение морской седиментации на север. Для всего Баренцево-Карского региона это был главенствующий этап в геологической истории. Стабилизированный до этого тектонический режим региона приобретает подвижность, высокая скорость погружения земной коры сопровождается накоплением мощных осадочных толщ и базитовым магматизмом. В результате формируется аномальный облик Восточно-Баренцевоморской мегадепрессии.

Юрско-меловой тектонический этап Баренцево-Карской континентальной окраины проявлялся на фоне раскрытия Амеразийского бассейна.

В это время в Восточно-Баренцевоморской мегадепрессии формируются морские и мелководно-морские терригенные отложения. В отдельных локальных прогибах отлагаются глубоководные (депресссионные) фации, но на большей части региона накапливаются кремнисто-глинистые отложения, богатые органическим веществом (черносланцевые фации), свидетельствующие о стабильном тектоническом режиме. В раннем мелу произошла активизация тектонического режима, связанная с началом раскрытия Евразийского бассейна. В это время, помимо резкого падения уровня Мирового океана, интенсивно проявился базальтовый магматизм.

Кайнозойский тектонический этап начался с откола от Баренцево-Карско-Лаптевской палеоокраины Арктики хребта Ломоносова, началом раскрытия Евразийского бассейна и заложением листрических сбросов внешнего края континентальной окраины. В палеоцен-эоценовое время Баренцево-Карская континентальная окраина характеризовалась спокойным тектоническим режимом и преимущественно континентальным развитием, а арх. ЗФИ представлял собой эрозионно-денудационную равнину. Наиболее длительная регрессия моря фиксируется в раннем эоцене. Олигоценый этап развития начинается с общепланетарного падения уровня Мирового океана, с максимумом в позднем олигоцене. Одновременно активизируется поднятие эпиплатформенных орогенов и море отступает к подножию континентального склона. В раннем, среднем миоцене происходит крупная трансгрессия и морское осадконакопление возвращается на большую часть шельфа, но уже в позднем миоцене (мессинский кризис) произошла самая крупная кайнозойская регрессия. По мнению некоторых исследователей, олигоцен-миоценовое поднятие континентальных окраин и эпиплатформенных орогенов является компенсационной реакцией на раскрывающийся Евразийский бассейн (Мусатов, 1995). Поднятие горных стран привело к изменению палеогеографических обстановок и первому оледенению в позднем миоцене (Киселев, 1976; Матишов, 1986, 1987; Зархидзе, 1992). Главным тектоническим событием палеогена на Баренцево-Карской континентальной окраине, вероятно, следует считать активизацию на Шпицбергенско-Североземельском краевом шельфовом поднятии деструктивных процессов, когда по системам листрических сбросов и разломно-флексурным зонам единая зона подверглась интенсивному расчленению краевыми шельфовыми прогибами на отдельные архипелаги. Началом этого процесса принято считать ранний олигоцен, в миоцене на архипелагах активизируются дизъюнктивные структуры, по которым закладываются проливы и фиорды (Мусатов, 1995). В неогене, на рубеже миоцена и плиоцена, произошло резкое усиление нисходящих движений блоков, а по системам активизированных и новообразованных сбросов формируются близкие к современному очертанию краевые желоба. На рубеже плиоцена-плейстоцена, на Баренцево-Карской континентальной окраине происходит очередная регрессия и активизация поднятий эпиконтинентальных орогенов. К концу неогена кон-

тинентальный склон, краевые архипелаги и желоба приобретают современный вид. По желобам осадочное вещество поступает в раскрывающийся Евразийский бассейн и формирует на континентальном склоне конуса выноса и клиноформы отложений мутьевых потоков. Вероятно, в конце неогеновой эпохи на архипелагах происходит формирование первых ледниковых щитов (Мусатов, 1995). Плейстоцен-голоценовый этап – это ледниковый период истории Баренцевоморского шельфа. Совместная деятельность эрозии и экзарации поднятых участков суши способствовали активному массопереносу вещества, накоплению мощной толщи рыхлых отложений не только у подножия континентального склона, но и на шельфе. В межледниковые стадии мутьевые потоки формировали у подножия континентального склона мощные конуса выноса, особенно активно этот процесс проявился в последнюю регрессивную стадию, в конце позднего плейстоцена (Матишов, 1984, 1986, 1987). В целом в плейстоцене происходит дальнейшее погружение отрицательных структур (желобов, фьордов и проливов) и умеренно колебательные движения положительных структур (архипелагов и подводных поднятий). В голоценовое время арх. ЗФИ испытал купольно-блоковое поднятие, а фьорды, проливы и краевые желоба – некомпенсированное прогибание, характер движений сохраняется и поныне. Амплитуда неоген-четвертичных движений превышает 1 км, а сочетание высококонтрастных положительных и отрицательных форм рельефа свидетельствуют о тектонической раздробленности земной коры и молодости Баренцево-Карской континентальной окраины.

**Морфоструктурные особенности архипелага.** Геолого-геофизические данные дают основание рассматривать резко расчлененный рельеф дневной поверхности арх. ЗФИ как результат тектонических движений (блоково-глыбового и рифтогенного характера), а линейные элементы рельефа (рис. 6) идентифицировать как дизъюнктивные структуры (Геология ..., 1970; Сенин и др., 1989; Мусатов, 1995; Шипилов, Тарасов, 1998; Государственная ..., 2004; Шипилов, 2004; Шипилов, Шкарубо, 2010). С большой долей вероятности можно предположить, что узкие линейные и дуговые проливы являются зонами разломов сдвиговой или сбросо-сдвиговой кинематики, разрыв сплошности пород происходил в условиях сжатия (часть структур, вероятно, развивались без смещений тектонических блоков). Другой вид тектонических структур представляют широкие проливы, формирующиеся в условиях растяжения земной коры с опусканием тектонических блоков по глубинным разломам сбросовой кинематики с формированием грабеновидных и горстообразных структур.

Одно из первых морфоструктурных районирований арх. ЗФИ было выполнено сотрудниками ММБИ в 1994 г. (Матишов и др., 1994). Были выделены четыре морфоструктурных блока с преобладанием восходящих тектонических движений и один блок отрицательных движений. Каждый воздымающийся морфоструктурный блок включал группу островов и их подводные цоколи, а границы блоков проводились по крупным дизъюнк-

тивными зонам, выраженным в современном рельефе архипелага проливами. Наравне с ними был выделен морфоструктурный блок с нисходящим движением (пролив Британский канал). Не отрицая предложенное морфоструктурное деление арх. ЗФИ, попытаемся охарактеризовать главные морфоструктурные особенности региона (рис. 7а,б).

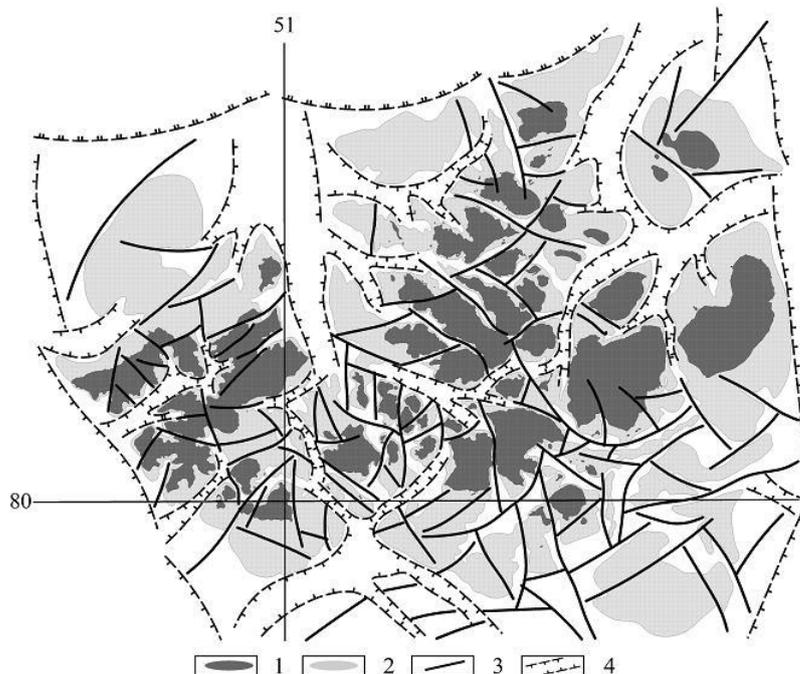


Рис. 6. Схема линеаментов района арх. ЗФИ:

1 – острова; 2 – подводные цоколи островов; 3 – линеаменты сдвиговой кинематики; 4 – линеаменты сбросовой кинематики, формирующие грабенообразные структуры

Первая особенность: восточный и юго-восточный районы архипелага резко отличаются от центральной и западной областей (рис. 7а). Районы включают в себя четыре крупных острова (Земля Вильчека, Грэм-Белл, Ева-Лив, Ле-Ронсьер), имеющих брахиформное очертание, и ряд мелких островов и скал. Острова и их подводные цоколи ограничены дуговыми линеаментами, что делает их морфологически схожими с магматическими структурами (эффузивными или интрузивными). Морфоструктурные блоки с востока срезаются структурой желоба Святой Анны, что указывает на их более древний возраст. Характерная геоморфологическая особенность островов – куполообразная форма, слабая изрезанность береговой линии и средняя крутизна склонов (лишь в локальных участках фиксируются крутые склоны). Можно предположить сводово-блоковое поднятие восточного и юго-восточного районов.

Вторая особенность: западный район имеет не менее четко выраженные отличия от центральной и восточной областей, он включает в себя три острова, линейно вытянутых в северо-восточном направлении (Земля

Александры, Земля Георга, Артура), и ряд скал. Геоморфологические особенности островов следующие:

- 1) максимальная (для арх. ЗФИ) расчлененность береговой линии;
- 2) крутые (часто прямолинейные) склоны;
- 3) водоразделы платообразные, бронированные на высоте 300–400 м над уровнем моря;
- 4) широкие прибрежные низменности (на западных побережьях островов).

Район имеет аномальное геологическое строение:

- 1) приподнятое положение подошвы осадочного чехла (кровли фундамента);
- 2) отсутствие в разрезе чехла верхнетриасовых и юрских пород (размыт, среднемезозойской толщи);
- 3) широкое распространение эффузивных пород мелового возраста.

Можно предположить блоково-глыбовое поднятие района при сжимающих усилиях с юго-запада и северо-востока.

Третья характерная черта: центральная зона (область) имеет северо-восточное простирание с преобладающей северо-западной ориентировкой островов и их подводных цоколей. Область представляет собой зону наибольшего дробления земной коры арх. ЗФИ. Максимальный блок дробления располагается в вершине двух отрицательных клиновидных структур – Британского канала и Вильчековской впадины. Раздробленный блок объединяет десять небольших островов (Нансена, Бромидж, Кетлица, Вильтон, Брейди и др.), сюда же можно отнести о. Гукера и расположенные к югу и западу от него мелкие острова-скалы (Мей, Ньютона, Итона и др.). Вполне вероятно, что в строении блока имеется жесткое основание, в котором тектоническая структура Британского пролива не смогла реализоваться наподобие краевых желобов и, раздробив земную кору, завершила свое развитие. В результате сформировалась сложная система взаимно секущих зон раскола земной коры, самые крупные из которых в настоящее время представляют собой глубокие (до 600 м) проливы Де-Бруне, Мархам, Аверден и Ален-Юнг.

В северной части Центральной зоны можно выделить два морфоструктурных района. Первый объединяет острова Райнера, Беккера, Паера, Джексона, Гофмана, Карла-Александра, Рудольфа – с радиальной системой проливов (центр морфоструктуры о. Райнера); второй – Солсбери, Винер-Нейштадт, Циглера, Чамп, Луиджи (о. Хейса?) – с юго-востока морфоструктура блока срезается грабенной зоной Австрийского пролива. Район разбит системой узких субпараллельных проливов северо-западного простирания.

С большой долей вероятности можно предположить, что эти два морфоструктурных района являются блоковыми структурами, формирующимися под действием двустороннего сжатия и гляциоизостатического поднятия. Зоны проседания земной коры имеют северо-западное и северо-восточное простирание, следовательно, сжимающие усилия были направлены в субширотном и субмеридиональном направлениях.

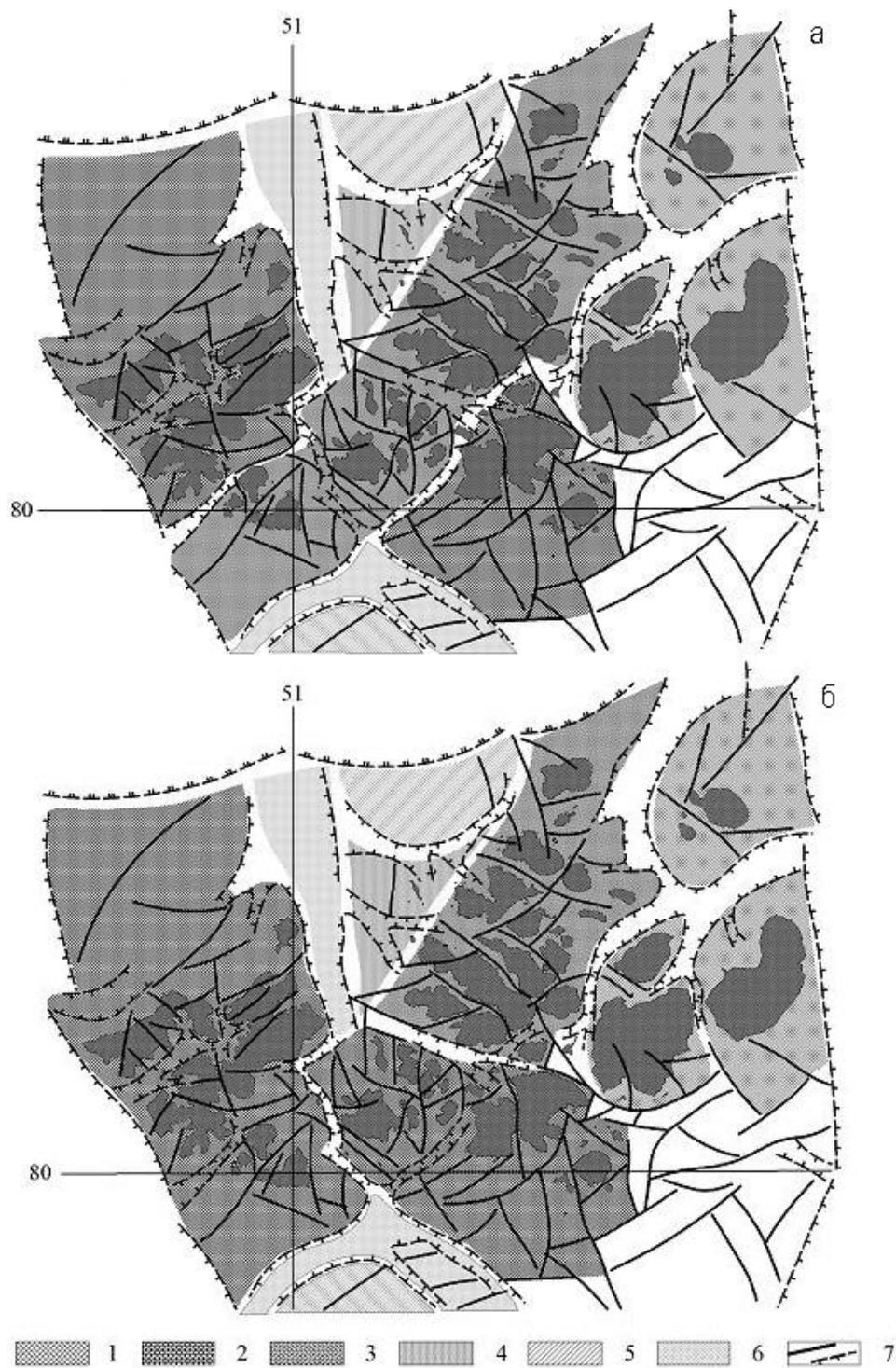


Рис. 7. Морфоструктурное районирование арх. ЗФИ и прилегающего шельфа при двухстороннем (а) и меридиональном (б) сжатии структур:

1–6 – неотектонические структуры [1 – сводо-блокового поднятия, 2 – антиклинально-блокового поднятия, 3 – глыбово-блокового поднятия, 4 – слабых блоковых опусканий, 5 – слабых брахиформных блоковых опусканий (мульды опускания), 6 – интенсивных линейно-блоковых опусканий]; 7 – линеаменты. Пояснение в тексте

Возможно иное представление о морфоструктурном строении арх. ЗФИ (рис. 7б). Хотя это касается только южной части архипелага (так как морфоструктуры в восточной и северной частях архипелага фиксируются достаточно уверенно), но подразумевает абсолютно другую интерпретацию неотектонических событий.

Можно выделить западный морфоструктурный блок, объединяющий острова: Земля Александры, Земля Георга, Брюса, Белл, Мейбел, Нортбрук. Северный неотектонический блок имеет северо-северо-западную ориентировку с относительно приподнятой центральной частью и опущенными периферийными частями. Блок сформирован на крыле крупной антиклинальной структуры (ось антиклинали располагается в проливе Британский канал), отделенной от желоба Франц-Виктория глубинным разломом (рис. 2). Так же выделяется южный блок, объединяющий острова: Холл, Сальм, Мак-Клинтока, Гукера, Ньютона, Скотт-Келти, Ли-Смит, Кетлица, Нансена. Южный неотектонический блок имеет северо-западную ориентировку с относительно приподнятой северной частью и опущенной южной. Располагается блок на крыле антиклинальной складки, отделенной от синклинали пролива Австрийский канал глубинным разломом (рис. 2). Приподнятая часть блока располагается около оси антиклинали. При таком морфоструктурном построении южной и западных областей арх. ЗФИ отчетливо проявляется замыкание единой субмеридиональной зоны прогибов (Британский канал и Вильчековская впадина). В результате перемещения южного неотектонического блока на северо-запад происходило не только замыкание зоны прогибов, но и ротация оси западного неотектонического блока на север. В этом случае максимальная зона дробления располагается на стыке двух морфоструктур. Шовная зона замыкания прогибов в современном рельефе представлена проливом Де-Брюйне.

Имеющийся в настоящее время геолого-геофизический материал не позволяет отдать предпочтение одной из двух предложенных морфоструктурных схем.

**Краткая геоморфологическая характеристика акватории архипелага.** О генезисе проливов и заливов ЗФИ существуют две точки зрения: экзогенное происхождение, т. е. глубокое выпаживание ледниками (Гросвальд, 1983), и экзогенно-эндогенное происхождение, т. е. тектоническая предопределенность зон выпаживания ледниками (Матишов и др., 1994). На наш взгляд, главный фактор формирования проливов – тектонические движения по дизъюнктивным структурам, на это указывает линейная ориентировка и большая протяженность проливов, прямолинейный профиль склонов, отсутствие экзогенных форм рельефа, сопровождающих экзарационную деятельность ледников, небольшие амплитуды послеледникового поднятия на фоне резкой расчлененности рельефа, которые свидетельствуют об интенсивных тектонических процессах и небольшой гляциоизостатической компенсации ледниковой нагрузки (рис. 8).

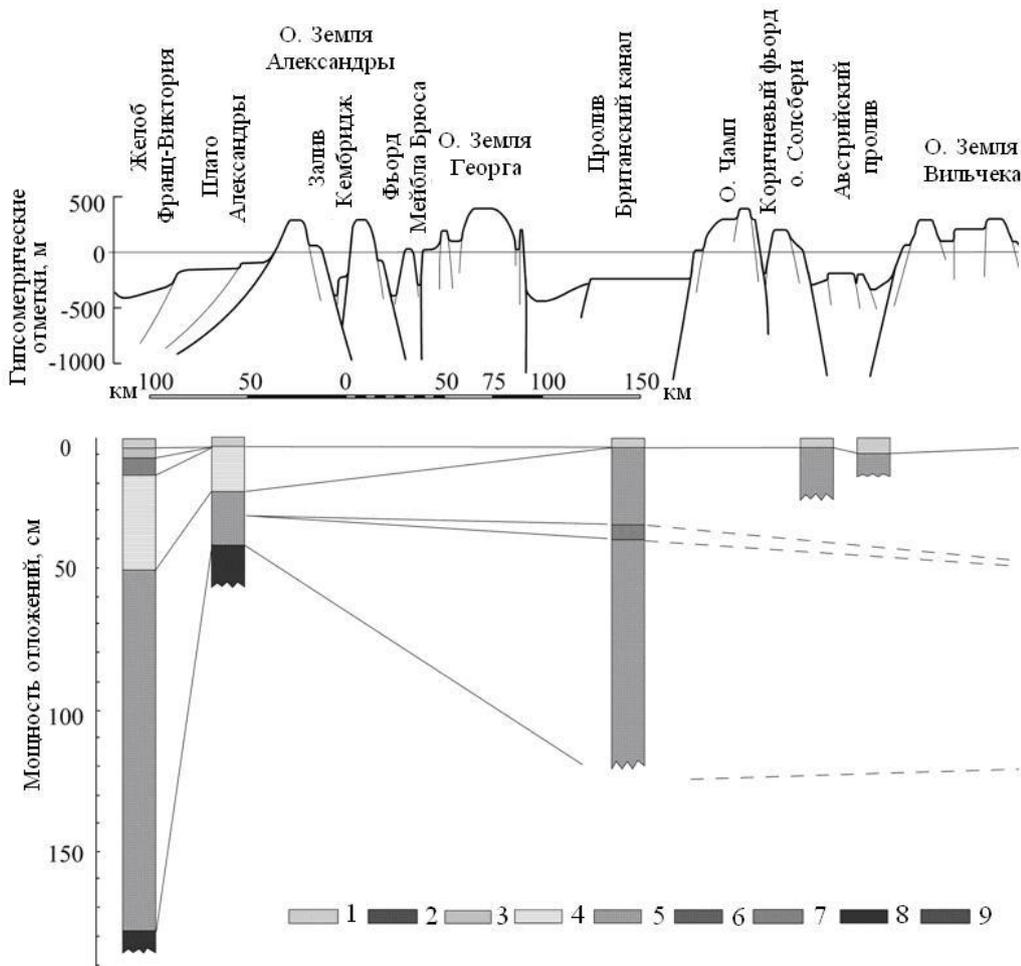


Рис. 8. Широтный структурно-геоморфологический профиль через арх. ЗФИ и разрез современных донных отложений:

1 – современные; 2 – склоновые; 3 – горизонт хард-граунд; 4 – ледово-морские; 5 – ледниково-морские; 6 – марино-гляциальные с гидроокислами Fe и Mn; 7 – песчано-гравийные прослои; 8 – ледниковые; 9 – ледниковые с большим количеством гидротроилита

В геоморфологическом строении проливов архипелага уверенно выделяется два типа: проливы исключительно тектонического генезиса (*тектонические*) – узкие V-образные депрессии с крутыми склонами и узким днищем; проливы, возможно, экзарационно-тектонического происхождения (*экзарационно-тектонические*) – широкие U-образные депрессии со ступенчатым склоном, широким днищем, в котором фиксируются локальные продольные понижения и поперечные поднятия (ригели) рельефа (рис. 9).

Наиболее разнообразны склоновые поверхности проливов, среди которых можно выделить крутонаклонные поверхности с уклоном более  $5^\circ$ , слабонаклонные поверхности (уклоны варьируют от  $1$  до  $5^\circ$ ) и субгоризонтальные поверхности (уклон менее  $1^\circ$ ). Субгоризонтальные участки склонов в большинстве случаев представляют собой подводные струк-

турные поверхности (цоколи островов). На это указывают мощности кайнозойских отложений на цоколях, не превышающие 5 м (в большинстве случаях менее 0.5 м). Нельзя исключить наличие скульптурных поверхностей (на глубинах более 200 м) плиоценового, ранне-, среднеплейстоценового возраста, так как в Баренцевом море лестница аккумулятивных террас фиксируется до глубины 250–300 м (Мусатов, 1995, Митяев, 2001), при этом самые низкие террасовые уровни сформированы отложениями позднеплиоцен-раннеплейстоценового возраста. На архипелаге ЗФИ отложения неоген-плейстоценового возраста могли быть уничтожены экзарацией, но сохранение останцов скульптурных поверхностей можно ожидать в проливах на больших глубинах. В современном рельефе проливов ЗФИ довольно отчетливо выделяются два выровненных уровня, возможно, экзогенного генезиса. Но при такой интенсивной тектонической расчлененности архипелага любые уровни на любых глубинах могут быть структурными и формироваться в результате блоковых опусканий земной коры. Первый террасовидный уровень расположен на глубине от 150 до 200 м. Он отделен от сочленяющихся с ним наклонных поверхностей двумя перегибами рельефа: вогнутым – тыловой шов (граница уровня с береговым склоном) и выпуклым – бровка (на внешней границе уровня). Хорошо данный уровень выражен к югу от о. Грэм-Белл, к северо-западу от островов Джексона, Карла-Александра, Рудольфа. Второй уровень занимает диапазон глубин 300–400 м, имеет аналогичное строение с верхним уровнем, но развит локально и только в проливах с глубиной более 500 м.

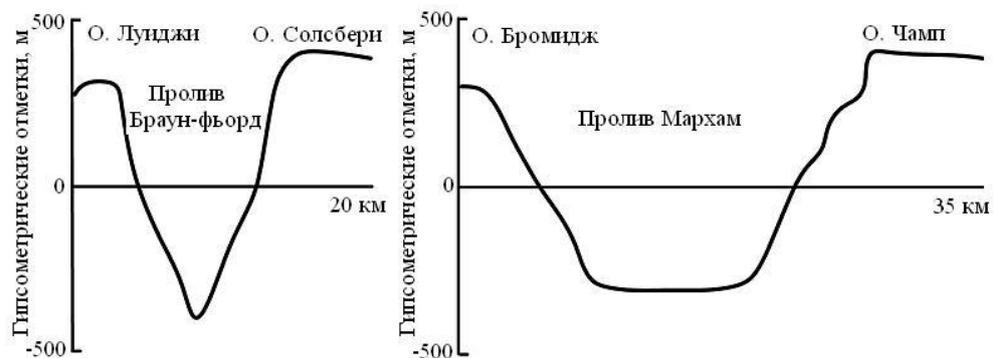


Рис. 9. Типичные поперечные геоморфологические профили проливов арх. ЗФИ

В тектонических проливах резко преобладают крутонаклонные склоновые поверхности, нередко начинающиеся непосредственно на островах. Прямолинейный профиль склонов и крутой угол наклона (десятки градусов) свидетельствуют о молодости поверхностей, на которых еще не сказались деструктивные процессы. С большой долей вероятности можно предположить, что данные склоновые поверхности есть плоскости разломов.

Пологие склоновые поверхности широко распространены в крупных проливах. Имеющийся батиметрический материал не позволяет оценить

природу данных поверхностей (угол естественного откоса осадочных пород, пологонаклонные разломы или иное), так как они сильно осложнены многочисленными перегибами рельефа, локальными впадинами и поднятиями, по-видимому, они имеют полигенетическое происхождение.

В районе архипелага выделяется два типа субгоризонтальных поверхностей. Первый тип – днища проливов, второй тип – выступы коренных пород, формирующие банки и мели нередко с отдельными скалами и мелкими островами. Второй тип субгоризонтальных поверхностей – это структурные уровни, широко распространенные в южной и северной частях архипелага. Глубина расположения выровненных поверхностей от 50 до 100 м. Подводные цоколи островов и погруженные субгоризонтальные поверхности, вероятней всего, имеют одинаковое происхождение.

Перегиб рельефа, отделяющий береговой склон от днища проливов, четко выражен независимо от генезиса проливов. Днища проливов представляют собой выровненные, слегка волнистые поверхности, осложненные локальными депрессиями (относительной глубиной до 150 м) и поперечными поднятиями. Глубины, в которых располагаются локальные депрессии, зависят от абсолютных глубин днищ проливов, но чаще всего они составляют 300–600 м.

Нередко локальные депрессии ограничены поперечными поднятиями морского дна (ригелями) с относительными превышениями более 50 м. Решить вопрос о генезисе поперечных поднятий без геологических данных о четвертичных отложениях невозможно. Можно только предположить, что поперечные поднятия представляют собой выступы коренных пород по следующим геоморфологическим признакам: большие относительные превышения над днищем залива, линейный характер (отсутствие серповидных очертаний), расположение на продолжении цоколей островов. К сожалению, большое сечение изобат (50–100 м) не дает возможности оценить ни крутизну, ни морфологию, ни асимметрию склоновых поверхностей поднятий. В проливе Британский канал можно проследить несколько продольных поднятий морского дна. Наиболее протяженное продольное поднятие фиксируется на западе пролива (от о. Артура до о. Земля Георга). Поднятие имеет серповидный вид, его выпуклая сторона обращена в сторону открытого моря. Оценочная ширина поднятия составляет 10 км, протяженность – 50–60 км, в продольном направлении глубина на поднятии увеличивается от центра к периферии. По морфологии можно предположить, что поднятие имеет ледниковое или водно-ледниковое происхождение (конечно-моренный вал или флювиогляциальная дельта).

Глубоководные участки проливов далеко не всегда занимают осевое положение. Особенно отчетливо это проявлено в Британском канале и Австрийском проливе. Асимметрия поперечного профиля проливов – яркое свидетельство их тектонической предопределенности и связи с блоковыми движениями.

По геоморфологическому строению архипелага отчетливо прослеживается два направления сноса осадочного вещества: первое – в Аркти-

ческий бассейн (на север и северо-восток), второе – на шельф Баренцева моря (на юг и юго-запад). Водораздельная линия имеет серповидное очертание и прослеживается по южным островам от о. Земля Александры на западе до о. Грэм-Белл на востоке.

**Древние береговые линии островов архипелага.** Начиная с раннего послеледникового времени (примерно 13 тыс. лет назад), восходящие тектонические движения затронули все побережье Баренцева моря, в том числе и арх. ЗФИ (Ковалева и др., 1974; Гросвальд, 1983; Матишов и др., 1994).

Вероятно, впервые два комплекса древнебереговых линий на ЗФИ описал Т.Н. Спизарский (1936). Им было выделено два комплекса террас: верхний, располагающийся на гипсометрических отметках выше 35 м (до 250 м) над уровнем моря и нижний – от 0 до 30 м над уровнем моря. В связи с тем, что на островах архипелага структурные поверхности (как выполненные покровами эффузивных пород, так и осадочными породами) имеют субгоризонтальное залегание, морское происхождение верхних выровненных уровней признается не всеми исследователями. Если исходить из общих представлений о том, что вплоть до конца бореальной стадии голоцена на гляциальных побережьях Баренцева моря формируются только абразионные уровни (Древнебереговые ..., 1971; Гросвальд, 1983; Авенариус, Дунаев, 1999; Митяев, Корсун, 2010), то отсутствие на верхних уровнях островов ЗФИ рыхлых отложений вполне укладывается в эти представления. С другой стороны, определение возраста древесины, костей моржей и тюленей из отложений террас островов ЗФИ, расположенных на гипсометрических отметках 45–47 м и 30–33 м над уровнем моря, дали возраст формирования поверхностей от молодого дриаса до пребореала (Матишов и др., 1994). Это ставит под сомнение возможность формирования в раннее послеледниковое время террас на абсолютных отметках более 100 м над уровнем моря (скорость тектонического поднятия, с учетом эвстатического повышения уровня моря должна быть более 40 мм/год (40–110 мм/год)).

В настоящее время большинством исследователей признается факт дифференцированных тектонических движений в поздне- и послеледниковое время на побережьях Баренцева моря. Этому способствовали многочисленные геолого-геоморфологические исследования в этих районах. Не исключение и острова арх. ЗФИ. Особенно отчетливо блоковая тектоника наблюдается между островами (хотя вполне вероятно, что отдельные острова также имеют блоковое строение). Так, высотные отметки террас бореального моря (трансгрессия фолас) на о. Белл расположены на высоте 45–47 м, на о. Гукера – 33 м, на о. Холл – 30 м над уровнем моря. На острове Нансена терраса трансгрессии литторина расположена на высоте 27 м, а аналогичная по возрасту терраса на о. Гукера – на высоте 36 м над уровнем моря.

Рассмотрим лестницу древнебереговых линий и возрастные датировки древесины, остатков костей морских млекопитающих и раковин

моллюсков из отложений террас на островах арх. ЗФИ (рис. 10). Материал был собран в середине 1990-х гг. в экспедиции ММБИ Г.Г. Матишовым, В.И. Мысливцом и С. Форманом и обработан в США С. Форманом (Матишов и др., 1994). Самые древние органические остатки, датируемые концом позднего дриаса, выявлены на террасовых уровнях о. Нансена (10360±115 лет) и о. Гукера (10730±115 лет). На острове Нансена террасы бассейна литторина расположены на высоте 25–27 м, а на о. Гукера – 33–36 м, если их сопоставить с линиями d<sub>5</sub>–d<sub>1</sub> Таннера (Tanner, 1930), то они оказываются на 30–50 м ниже аналогичных уровней Фенноскандии. Это может свидетельствовать о запаздывании изостатического поднятия архипелага в связи с незавершенностью дегляциации.

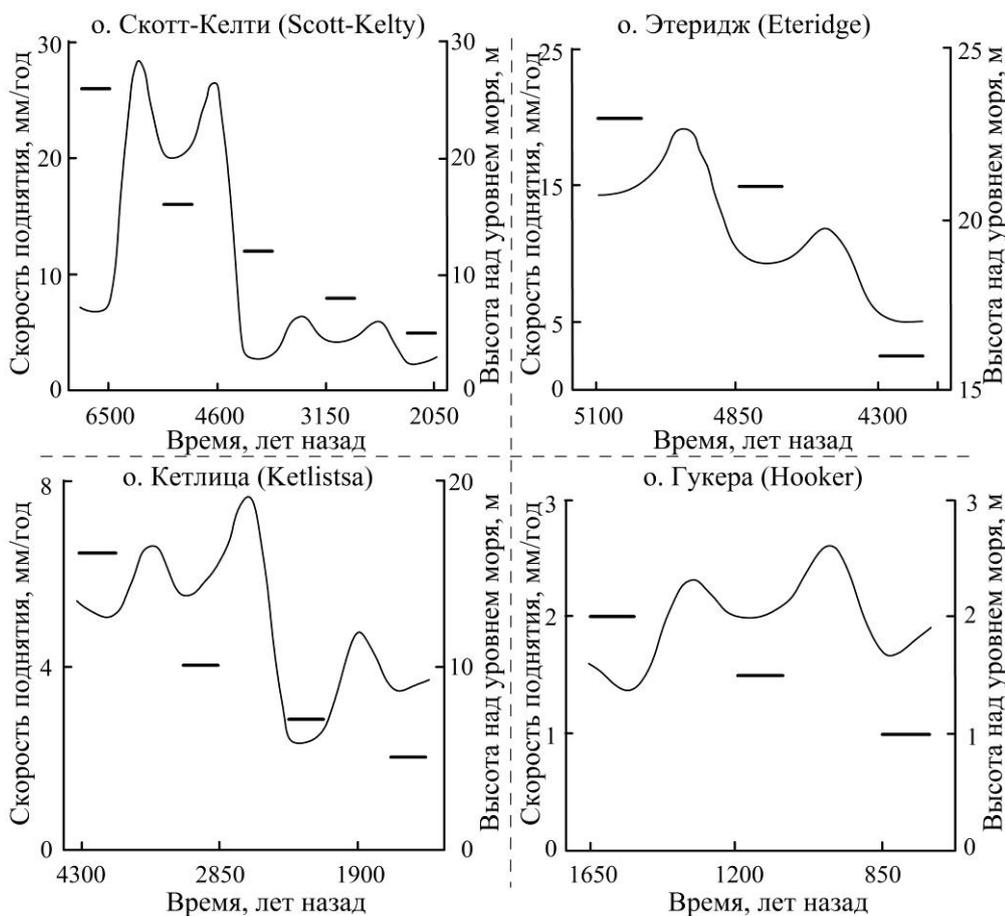


Рис. 10. Лестница морских террасовых уровней и графики скоростей поднятия островов арх. ЗФИ

Более молодые уровни, но расположенные гипсометрически выше, выявлены на о. Белл. Здесь террасы, выявленные на высоте 45–47 м над уровнем моря, содержат древесину и костные остатки морских млекопитающих пребореального возраста (9580±210 и 9705±105 лет). Аналогичные по возрасту органические остатки выявлены на о. Гукера (9620±230 и

9855±125 лет) в отложениях террасы 33–36-метрового уровня. Их можно сопоставить с линиями  $c_5$ – $c_1$  Таннера (Tanner, 1930), которые в Фенноскандии располагаются на высоте 50–55 м. Террасовые уровни бореального времени рассматриваются в Фенноскандии как промежуточные; так как никаких трансгрессивных стадий в это время не выявляется, то высотное положение их устанавливается между 35 и 43 м над уровнем моря. На островах Гукера и Холл в отложениях 23- и 30-метровых уровней выявлены органические остатки бореального времени (8715±100, 8655±145 и 8210±140 лет). Как видно уже в раннеголоценовое время высотные отметки террасовых уровней островов арх. ЗФИ и Фенноскандии выравниваются, хотя незначительное отставание поднятия архипелага еще наблюдается.

Основополагающими уровнями (для корреляции климатических и геологических событий побережий Баренцева моря) служат террасы атлантической стадии голоцена. Это древнебереговые линии  $c$ ,  $b$ ,  $a_9$ – $a_1$  Таннера (Tanner, 1930), с радиоуглеродными датировками 7.4–4.5 тыс. лет назад, они формировались в период трансгрессии Тапес и располагаются в Фенноскандии на гипсометрических отметках 16–26 м над уровнем моря. На арх. ЗФИ наиболее полная лестница террас среднеголоценового времени выявлена на о. Скотт-Келти (рис. 10), здесь на высотных отметках 26 (6590±85 лет), 15–16 (4640±75 лет) и 12 м (4485±75 лет) расположены уровни, сложенные валунным и гравийно-галечным материалом, в которых найдены раковины моллюсков, кости китов, моржей, тюленей и обломки древесины (Матишов и др., 1994). На острове Нансена на высоте 25–27 м расположена терраса, содержащая раковины моллюсков с возрастом 6630±60 лет. На острове Этеридж на высоте 21–23 м выявлена терраса, в отложениях которой содержится древесина с возрастом 4890±80 лет. На острове Белл на высоте 26 м расположен уровень, в отложениях которого выявлена древесина с возрастом 6050±60 лет. Как видно, высотные отметки террасовых уровней атлантической стадии голоцена на островах арх. ЗФИ и Фенноскандии сопоставимы. Но при детальном рассмотрении выявляется одна принципиальная разница. Формирование всех трех уровней бассейна Тапес (Тапес-I, Тапес-II и Тапес-III) на арх. ЗФИ протекало с некоторым временным запаздыванием. Верхний террасовый уровень на арх. ЗФИ формируется на 500–600 лет позже, чем аналогичные уровни в Фенноскандии, средний уровень – на 300–400 лет позже и нижний – на 150–200 лет позже.

Древнебереговые уровни позднеголоценового этапа выявлены на многих островах арх. ЗФИ (рис. 10). Они располагаются на высоте 1–11 м и сопоставляются с линиями  $a_6$ – $a_1$  Таннера (Tanner, 1930), имеют радиоуглеродные датировки 4.1±0.85 тыс. лет назад. Два верхних уровня прослежены на островах: Скотт-Келти (8 м – 2970±145 лет), Кетлица (10 м – 2980±125 лет, 7 м – 2410±70 лет) и Мейбел (10 м – 2730±90 лет). Вероятно, они формировались в период трансгрессии Тривия. Нижние уровни

отмечаются на многих островах архипелага: так, на о. Гукера выявлено три уровня (2 м –  $1590 \pm 40$  лет, 1.5 м –  $1100 \pm 80$  лет и 1 м –  $775 \pm 65$  лет). Вероятно, они формировались в период трансгрессии Острия. Не совсем ясно положение уровня, располагающегося на высоте 4–6 м над уровнем моря. На одних островах органические остатки в отложениях, слагающих уровень, датируются субатлантическим временем (о. Скотт-Келти –  $2215 \pm 65$  лет, о. Кетлица –  $1500 \pm 60$  лет, о. Гукера –  $1620 \pm 75$  лет), на других – суббореальным (о. Мейбел –  $3310 \pm 135$  лет, о. Нансена –  $2470 \pm 70$  лет). Отсутствие геоморфологических характеристик уровня не позволяет однозначно решить вопрос о возрасте поверхностей. В Фенноскандии близкий по высоте уровень в большинстве случаев представлен абразионной поверхностью, выработанной в отложениях террас бассейна Тапес и Тривия, но достаточно часто уровень представлен аккумулятивной поверхностью. С большой долей вероятности можно предположить, что на островах Мейбел и Нансена формирование 4–6-метрового уровня связано с абразией берега, а на островах Скотт-Келти, Кетлица и Холл – с аккумуляцией вещества. В целом позднеголоценовые уровни на островах арх. ЗФИ расположены на тех же самых высотных отметках, что и на побережье Фенноскандии.

Таким образом, можно констатировать несколько достаточно спорных моментов послеледниковой истории развития арх. ЗФИ. Во-первых, нет никаких достоверных данных о развитии на берегах островов арх. ЗФИ поверхностей бассейна портландия. Это может свидетельствовать о том, что дегляциация на архипелаге началась позже, чем распад Скандинавского ледникового щита, и вплоть до конца позднего дриаса на архипелаге не было условий для формирования террасовых уровней (вероятней всего, это было связано с тем, что акватория архипелага круглогодично была покрыта сплошными льдами). Остается неясным, какое гипсометрическое положение занимали острова архипелага в позднеледниковое время и как соотносились скорость эвстатического повышения уровня моря и скорость неотектонического поднятия архипелага в это время. Во-вторых, поверхности, сформированные в раннеголоценовое время трансгрессиями литорина и фолас, расположены гипсометрически ниже аналогичных поверхностей в Фенноскандии, что может быть объяснено более слабым изостатическим импульсом архипелага (незавершенность дегляциации и меньшая мощность ледникового щита на архипелаге). В-третьих, в среднеголоценовое время гипсометрические отметки террас на островах ЗФИ и в Фенноскандии выравниваются, хотя можно отметить небольшое временное отставание в наступлении трансгрессивных фаз на архипелаге. Можно констатировать, что на архипелаге в атлантическую стадию голоцена резко активизировались вертикальные движения (возможно, в климатический оптимум голоцена на архипелаге активизировались дегляционные процессы, которые добавили импульс тектоническому поднятию), а временное запаздывание формирования террас вызвано асинхронностью

наступления тектонической стабилизации на архипелаге и в Фенноскандии. В-четвертых, в позднеголоценовое время тектонические движения островов ЗФИ и побережья Фенноскандии однотипны и близки по скорости.

Опираясь на полученные данные и скорость эвстатического повышения уровня Мирового океана (Фейрбридж, 1974), можно оценить скорость поднятия островов арх. ЗФИ в голоцене (рис. 11). В среднем острова поднимаются со скоростью  $8.1 \pm 1.3$  мм/год ( $n = 36$ ). Выделяется три этапа резкой активизации поднятия островов архипелага: в начале позднего дриаса, в конце атлантической и начале субатлантической стадий. Первые два этапа активизации движений хорошо увязываются с изменениями климата и дегляциацией ледников, так как они наступали сразу после теплых этапов послеледниковья (первый после температурного оптимума в аллереде, второй в конце голоценового климатического оптимума). Третья активизация поднятия архипелага не связана с климатом и, возможно, является собственно тектонической.

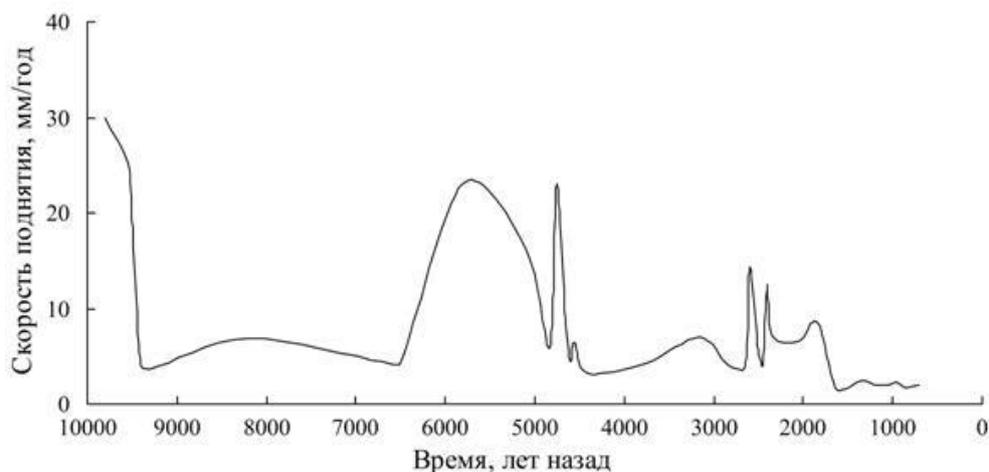


Рис. 11. Сводный график скорости поднятия островов Белл, Скотт-Келти, Нансена, Гукера, Этеридж, Мейбел и Холл

Скорость поднятия островов архипелага в периоды активизации тектонических движений в среднем составляли  $11.9 \pm 2.2$  мм/год ( $n = 12$ ), замедляясь от первого этапа к третьему (в первый этап 20–25, во второй – 16–23, в третий – 8.5–14.5 мм/год). Скорость поднятия островов архипелага в периоды стабилизации тектонического режима в среднем составляет  $4.3 \pm 0.5$  мм/год ( $n = 24$ ).

Вычисленные нами скорости поднятия островов ЗФИ значительно выше ранее проведенных оценок (Ковалева и др., 1974), но почти в 2 раза ниже, чем оценки скоростей поднятия побережья Фенноскандии (Авенариус, 2001; Митяев, 2001; Человечество ..., 2001; Митяев, Корсун, 2010). Во второй половине субатлантической стадии голоцена скорость поднятия архипелага стабилизируется и до настоящего времени остается постоянной, изменяясь на разных островах от 1.5 до 3.5 мм/год.

**Современные условия седиментации.** Современные отложения ЗФИ указывают на то, что аккумуляция осадочного вещества в каждой конкретной точке проливов и заливов происходит непрерывно, без существенных изменений условий седиментации. Об этом свидетельствуют структурно-текстурные особенности отложений (нет ленточных структур, не фиксируются перерывы в осадконакоплении или следы размыва). Вещественный состав осадков указывает на возможность наложения нескольких процессов поставки осадочного вещества. Географическое положение и геоморфологическое строение арх. ЗФИ делает необходимым различать в его пределах три фациальные зоны и два типа седиментации. Фациальные зоны обусловлены резким перепадом глубин, что позволяет выделить в проливах и заливах: глубоководную (днища заливов и проливов), мелководную (на цоколях островов и на подводных поднятиях) и склоновую фации. Типы седиментации определяются климатом (географическим положением). Важнейшим фактором современной седиментации в районе архипелага является ледовый режим. Бывали годы, когда акватория архипелага была покрыта льдом круглогодично (1980, 1982–1983, 1986 гг.) (Левитан и др., 2007). Седиментация в подледных условиях в среднем протекает около 10 мес. в году, с большой долей вероятности ее можно сравнить с пелагическим осадконакоплением посредством осаждения авто- и аллохтонных взвесей. Другой тип седиментации – прибрежное осадконакопление в условиях оледенения суши (прибрежно-морские перигляциальные условия аккумуляции вещества), ледового и айсбергового разноса литогенного вещества (ежегодный айсберговый сток с архипелага  $2.26 \text{ км}^3$ ; Левитан и др., 1995) (рис. 12).

При седиментации в подледных условиях все фациальные зоны находятся в одинаковых условиях (или в близких к одинаковым), а различий в характеристиках водных толщ нет.

При седиментации в перигляциальных условиях необходимо различать дистальную и проксимальную зоны ледниково-морского осадконакопления (рис. 12) аналогично другим архипелагам Баренцевоморского шельфа (Ионин и др., 1981; Gorlich et al., 1987; Влияние ..., 2004; Митяев и др., 2005а). Здесь в летний период времени формируется стабильная стратификация водной толщи, где шлейф талых ледниковых вод мощностью 5–10 м, постепенно осолоняясь и выполаживаясь, выходит в открытую акваторию проливов (Корсун, 1996). Ниже располагается слой воды с нормальной морской соленостью. Вся прибрежная область пелагиали архипелага в безледный период года характеризуется сильными вертикальными и латеральными градиентами солености и температур воды по типу поверхностных гало- и термоклина. Это свидетельствует о незначительной роли вертикального перемешивания вод в формировании структуры прибрежной пелагиали. Следовательно, турбулентный перенос тепла в нижние слои пелагиали невелик, а придонная толща воды характеризуется спокойной гидродинамической обстановкой (Корсун, 1996).



жанием коллоидных частиц в среднем более 95 % (с постоянным присутствием гравийно-галечного материала). Аналогичные отложения формируются в проксимальных зонах активных ледников в фьордах архипелагов Шпицберген и Новая Земля (Gorlich et al., 1987; Герасимова, 1996; Влияние ..., 2004; Митяев и др., 2005а,б; Митяев, Герасимова, 2007).

Несмотря на сложное взаимоотношение поставки и аккумуляции осадочного вещества в проливы арх. ЗФИ, можно констатировать, что в формировании современных отложений ведущая роль принадлежит частицам пелитовой размерности, содержание которых изменяется в широких пределах (таблицы 4, 5), но в среднем превышает 50 %.

Рассмотрим распределение взвешенного вещества в проливах ЗФИ. Высокоширотное положение архипелага предопределяет тот факт, что до сих пор данных по пространственно-временным изменениям концентраций взвесей на акватории архипелага очень мало, поэтому приводимые ниже данные (полученные в ходе летних экспедиционных работ ММБИ в 2006–2007 гг.) имеют только оценочный характер.

Не вызывает сомнения, что количество взвешенного вещества, поставляемое в море в районах современного оледенения, в первую очередь зависит от интенсивности абляции ледников. Скорость дегляциации определяется гидрометеорологическими факторами (сезоном года, температурой воздуха и морской воды, количеством атмосферных осадков, солнечной активностью и др.). Вероятно, на арх. ЗФИ в летний период 2007 г. (по сравнению с 2006 г.) абляция ледников, таяние припайных и годовых льдов было более интенсивным. Это предопределило не только различную концентрацию взвесей в эти годы, но и различное соотношение содержаний в придонном и поверхностном слоях воды. Так, среднее содержание взвешенного вещества по данным 2006–2007 гг. составляет  $0.87 \pm 0.13$  мг/л ( $n = 36$ ), при диапазоне изменений от 0.12 до 3.86 мг/л (табл. 10).

В поверхностном слое воды среднее содержание взвеси по двум годам составляет  $1.07 \pm 0.21$  мг/л ( $n = 20$ ), в 2006 г. среднее содержание не превышало 0.50 мг/л (ошибка репрезентативности ( $m = \pm 0.10$ ,  $n = 8$ ), в 2007 г. – почти достигало 1.50 мг/л ( $m = \pm 0.29$ ,  $n = 12$ ). Вероятно, выявленное трехкратное увеличение содержания взвеси в 2007 г. несколько завышено, так как анализ пяти станций, выполненных в течение двух лет в одних и тех же точках, фиксирует лишь двукратное повышение концентрации взвеси [в 2006 г. – 0.49 мг/л ( $m = \pm 0.17$ ) и в 2007 г. – 1.12 мг/л ( $m = \pm 0.36$ )]. В любом случае летом 2007 г. в проливы ЗФИ поступило больше взвешенного вещества, чем в аналогичный период 2006 г.

В поверхностном слое воды максимальные концентрации взвеси (1.81–3.86 мг/л) были выявлены вблизи активного ледника о. Гукера (пролив между островами Гукера и Скотт-Келти), шлейф повышенного содержания взвеси прослеживается в Британский канал, где сливается с аналогичными шлейфами от активных ледников с островов Земля Георга и Брюса (рис. 13). Сопоставимые средние содержания взвеси в поверхностных водах зафиксированы в фьордах и заливах архипелагов Шпицберген и Новая

Земля (Герасимова, 1996; Количественное ..., 1996; Влияние ..., 2004; Митяев и др., 2005а,б). Но если средние концентрации взвеси сопоставимы, то содержания в проксимальной зоне активных ледников различаются от полпорядка до более чем на порядок. Так, на арх. Шпицберген вблизи активных ледников зафиксированы следующие концентрации взвеси, мг/л: залив Хорнсунн – 12.1–19.5, залив Грэн-фьорд – 25.4, залив Сассен-фьорд – 18.7–45.9, Норд-фьорд – 9.2 мг/л (Митяев и др., 2005а,б); на арх. Новая Земля, мг/л: (западное побережье) залив Иностранцева – 13.1, залив Русская Гавань – 8.3–65.8, (восточное побережье) ледник Рождественского – 7.7, ледник Нансена – 5.8 (Корсун, 1996; Suspended ..., 2004). В литературе есть данные о еще более высоких (свыше 100 мг/л) концентрациях взвеси в заливах и фьордах архипелагов Шпицберген и Новая Земля. Если для данных 1980-х гг. (Gorlich et al., 1987; Медведев, Потехина, 1990) завышенные концентрации взвеси были вызваны несовершенством методик (Влияние ..., 2004) (в первую очередь использованием мембранных фильтров, поэтому данные тех лет можно использовать только как качественную информацию), то современные сведения, возможно, отражают некую экстремальную ситуацию в заливах (Оценка ..., 2001; Svendsen et al., 2002; Тарасов, 2004; Иванов и др., 2007; Zajaczkowski, Włodarska-Kowalczyk, 2007).

Т а б л и ц а 10

**Содержание взвеси в проливах островов арх. ЗФИ в 2006–2007 гг.**

Номер станции	Координаты		Глубина моря, м	Содержание взвеси, мг/л		Запас взвеси, мг/м <sup>3</sup>
	с. ш.	в. д.		поверхность	дно	
2006 г.						
39	80°20.1′	52°46.5′	31	0.75	0.49	599
40	80°44.4′	53°36.3′	227	0.96	0.48	709
41	80°31.7′	52°30.3′	81	0.39	0.54	470
42	80°23.9′	51°22.6′	400	0.21	1.75	1014
43	80°13.3′	50°24.9′	60	0.12	0.34	239
44	79°51.8′	51°48.9′	105	0.48	0.56	524
45	79°53.4′	51°25.5′	44	0.53	0.40	458
46	79°52.4′	49°29.7′	160	0.36	0.20	270
2007 г.						
39	80°44.3′	53°36.6′	261	0.66	0.55	603
40	80°36.8′	58°06.3′	39	1.10	1.03	1065
41	80°32.4′	56°17.3′	413	1.21	0.46	826
42	80°35.6′	55°04.6′	295	0.69	0.54	612
43	80°31.7′	52°34.1′	76	0.72	0.30	496
44	80°23.5′	51°27.8′	344	2.18	0.47	1288
45	80°13.3′	50°28.9′	71	1.12	0.95	1029
46	80°20.2′	52°52.7′	< 10	3.86	–	3860
47	80°20.2′	52°54.1′	< 10	2.56	–	2560
48	80°19.9′	52°55.2′	< 10	2.74	–	2740
49	80°19.2′	52°47.3′	< 10	1.81	–	1810
50	80°20.2′	52°46.2′	12	1.03	0.80	865

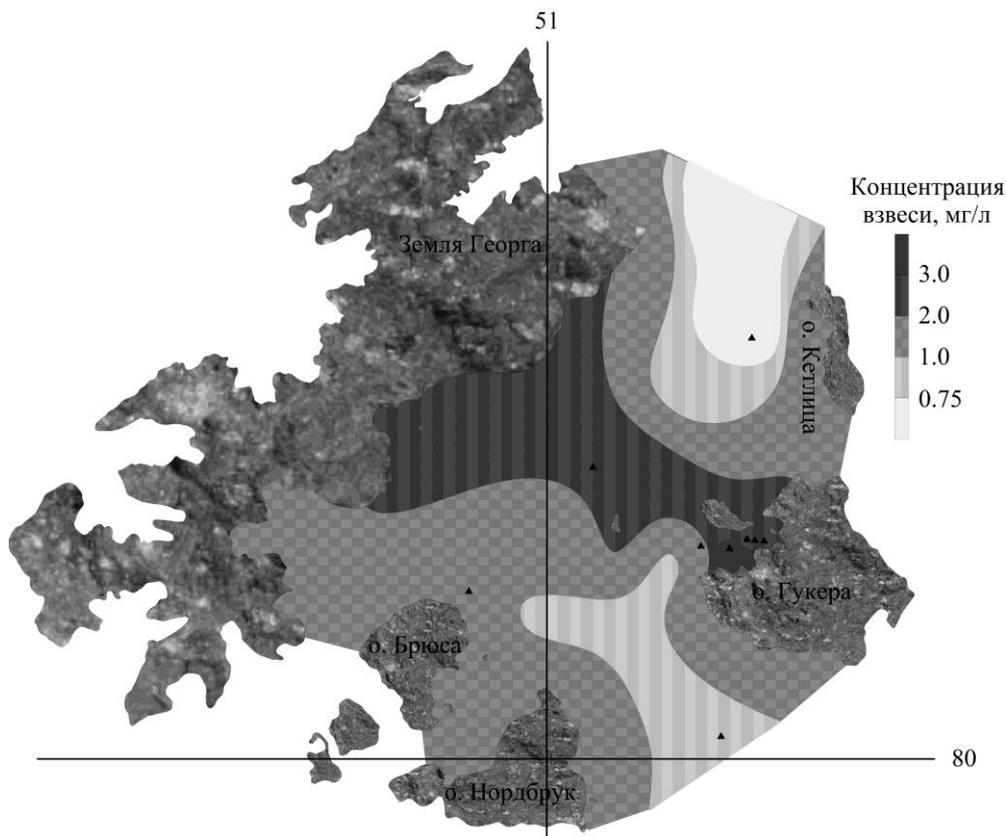


Рис. 13. Содержание взвеси в поверхностном слое воды (арх. ЗФИ, август 2007 г.)

С большой долей вероятности можно предположить, что в настоящее время на ЗФИ дегляциация протекает значительно медленнее, чем на других архипелагах, чему способствует географическое положение архипелага.

Минимальные концентрации взвеси (менее 0.75 мг/л) в поверхностном слое воды зафиксированы в центральной части Британского канала (к востоку и к северо-востоку от островов Земля Георга и Артура, к западу и северо-западу от островов Солсбери и Луиджи). Вполне вероятно, что аналогичные концентрации взвеси могут быть в осевых частях крупных проливов Австрийский и Северо-Восточный, потенциально, в более узких проливах концентрации взвеси могут быть более высокими.

В придонном горизонте воды диапазон латеральных изменений содержания взвесей значительно меньше (от 0.20 до 1.75 мг/л), чем в поверхностном горизонте (табл. 10). Средние содержания взвеси в придонном слое воды как по двум годам вместе (0.62 мг/л,  $m = \pm 0.10$ ,  $n = 16$ ), так и по каждому году (2006 г. – 0.60 мг/л,  $m = \pm 0.18$ ,  $n = 8$ ; 2007 г. – 0.64 мг/л,  $m = \pm 0.10$ ,  $n = 8$ ) практически не отличаются. Можно предположить, что содержание взвеси в нефелоидном слое воды не столько зависит от скорости дегляциации ледников, сколько от гидродинамики придонных вод. Косвенно на этот факт указывает то, что в 2007 г. диапазон латерального

изменения концентрации взвеси в придонном слое воды был в 3 раза уже, чем в предыдущем году. Возможно, активное поступление взвесей в поверхностный слой воды влечет за собой и быстрое их осаждение, а в придонном слое воды суспензии перераспределяются гидродинамическими процессами (одна часть взвеси выносится в глубоководные области, а другая – аккумулируется).

Имея данные по содержанию взвеси в поверхностном и придонном горизонтах (табл. 10), можно оценить “валовой” запас взвеси  $W$  (gross particulate standing stock) в миллиграммах на метр кубический над  $1 \text{ м}^2$  морского дна (необходимо подчеркнуть, что это только оценка, а не точные цифровые данные), по формуле

$$W\{f(\rho_h)\} = \int_{H_0}^{H_h} \frac{\rho_i \Delta H}{V},$$

где  $W$  – “валовой” запас взвешенного вещества;  $\rho_i$  – концентрация взвешенного вещества на  $i$ -м горизонте;  $\Delta H$  – мощность слоя воды;  $H_0$  и  $H_h$  – глубина верхнего и нижнего горизонта отбора проб;  $V$  – объем воды,  $\text{м}^3$  над  $1 \text{ м}^2$  дна в точке наблюдения.

Так, средний “валовой” запас взвеси по двум годам составляет  $1005 \pm 198 \text{ мг/м}^3$  над  $1 \text{ м}^2$  дна ( $n = 16$ ). Максимальный общий “валовой” запас взвеси фиксируется в глубоководных частях проливов до 400–460 г над  $1 \text{ м}^2$  дна, что однозначно свидетельствует о выносе взвешенного осадочного вещества из проксимальной зоны ледниковой аккумуляции (по оценочным данным, может выноситься более 50 % взвесей). В 2007 году по сравнению с 2006 г. “валовой” запас взвеси (или общее количество осадочного вещества, поступившего в проливы арх. ЗФИ) увеличился всего на 25–35 %. С большой долей вероятности можно утверждать, что “валовой” запас взвеси (а не отдельно взятые концентрации взвеси) более достоверно указывает на масштаб поступления осадочного вещества.

Количество взвешенного осадочного вещества, сконцентрированного в южной части пролива Британский канал, можно оценить в 45–65 тыс. т. Несомненно, что только часть вещества аккумулируется в данном районе, а большая часть будет вынесена в район континентального склона. Но если такое количество осадочного вещества мгновенно осадить, то на морском дне между островами Гукера, Земля Георга, Брюса, Нортбрук сформируется слой отложений мощностью 0.4 мм (при плотности  $1.2\text{--}1.5 \text{ г/см}^3$ ).

Таким образом, изучение взвешенного вещества позволяет сделать некоторые предположения:

1. Дегляциация ледников арх. ЗФИ в 2007 г. была более интенсивной, чем в 2006 г., что привело к поступлению на акваторию архипелага большего количества взвешенного осадочного вещества (на 25–35 % больше).
2. Дегляциация ледников арх. ЗФИ протекает медленнее, чем на архипелагах Шпицберген и Новая Земля, что отражается в более низких концентрациях взвеси в поверхностных водах вблизи активных ледников.

3. Количество взвешенного осадочного вещества, сконцентрированного в южной части пролива Британский канал (400–460 г/м<sup>2</sup> дна), достаточно для формирования слоя отложений мощностью 0.4 мм (при плотности 1.2–1.5 г/см<sup>3</sup>).

4. Содержание взвешенного вещества в поверхностных водах зависит от интенсивности дегляциации ледников, а содержание взвеси в нефелоидном слое воды зависит от гидродинамики придонных вод.

5. Географическое положение арх. ЗФИ предопределяет действие двух типов современного седиментогенеза – седиментация в подледных условиях, сравнимая с пелагическим осадконакоплением, и прибрежно-морская перигляциальная седиментация в условиях оледенения суши, ледового и айсбергового разноса литогенного вещества.

6. Геоморфологические особенности строения акватории арх. ЗФИ позволяют выделить три фациальные зоны: глубоководную (днища заливов и проливов), мелководную (на цоколях островов и на подводных поднятиях) и склоновую.

**История седиментации в проливах архипелага.** Эволюция осадконакопления за последние 20 тыс. лет на акватории арх. ЗФИ была тесно связана с историей климатических изменений в Арктике. Можно выделить три этапа седиментации: ледниковый (эрозионный), марино-гляциальный (гляциально-морской) и морской (ледово-морской). Во время каждого этапа существовал свой набор параметров поставки и аккумуляции вещества (мощность ледника, механизмы подготовки, транспортировки и аккумуляции, открытость питающей провинции, первичная продукция).

В настоящее время в проливах и заливах арх. ЗФИ верхневалдайские ледниковые отложения (диамиктон) не вскрыты. Они описаны в сопредельных желобах-впадинах: Франц-Виктория (Фациальные ..., 2001; Murdmaa et al., 2006), Святой Анны (Левитан и др., 2007), Альбанова и Вильчековская (Murdmaa et al., 2006; Левитан и др., 2007). Ледниковые отложения представлены темно-серыми плотными, тягуче-пластичными отложениями пониженной естественной влажности (менее 18 %) и неупорядоченной массивной текстуры (Murdmaa et al., 2006). Отложения по гранулометрическому составу представляют собой хаотическую смесь фракций от галек до пелита (Левитан и др., 2007). Предполагается субконтинентальный генезис отложений как донной морены. Возможно, 20–18 тыс. лет назад в максимум поздневалдайского оледенения, ледниковый щит на арх. ЗФИ имел непосредственный контакт с дном. Если исходить из положения, что на Баренцевоморском шельфе в позднем плейстоцене оледенением были охвачены только архипелаги и поднятия морского дна (умеренное развитие оледенения) (Матишов, 1984, 1986), то ледниковый щит на ЗФИ не мог быть большой мощности. Следовательно, для того чтобы маломощный ледник имел контакт с дном в глубоких современных проливах, необходимы их меньшие глубины. Меньшие глубины в максимум последнего оледенения обеспечивались более низким уровнем Ми-

рового океана и “вдавленным” положением дневной поверхности архипелага. Суммарный эффект эвстатического повышения уровня моря и неотектонического (гляциоизостатического) поднятия суши для Баренцево-морского шельфа оценивается в 180–250 м (Древнебереговые ..., 1971; Ковалева и др., 1974; Мусатов, 1995; Авенариус, 2001; Митяев, 2001; Митяев, Корсун, 2010). Таким образом, в период оледенения (вероятно 24–18 тыс. лет назад) осадконакопление в районе архипелага не происходило, а отложения основной (донной) морены формировались в дистальных частях ледникового щита.

В начальный этап дегляциации, растянувшийся на 6 тыс. лет (возможно, до конца беллинга или первой фазы аллереда), произошло несколько важных событий. Во-первых, мощность ледникового щита резко уменьшилась, и он потерял связь с морским дном, в подледных условиях начинают формироваться марино-гляциальные отложения. Во-вторых, начинается сводовое (гляциоизостатическое) поднятие архипелагов и активизация дизъюнктивных структур. В этот период седиментация протекала в импульсном режиме, когда огромные массы талой воды поступали в бассейн седиментации и, смешиваясь с морскими водами, освобождались от осадочного вещества (Левитан и др., 2007). В массовом количестве образуются айсберги. Формируются голубовато-серые, серые песчано-алевритовые глины, содержащие рассеянную гальку и гравий. В отложениях преобладают массивные (очень редко с неясно выраженной слоистостью) пятнистые текстуры. В отложениях нередко наблюдаются прослойки песка и алеврита, изредка гравия с галькой. От диамиктона отложения отличаются меньшей плотностью, более тонким составом, наличием бентосных и планктонных фораминифер. Максимально вскрытая мощность отложений – 380 см (Murdmaa et al., 2006). В конце этапа в приокеанических прогибах и на океанических поднятиях морского дна формируется слой хард-граунд, на континентальных склонах – гляциотурбидиты мощностью до 100 м.

Собственно морской (ледово-морской) этап седиментации наступил в конце беллинга–начале аллередовской климатической стадии, примерно 12–12.5 тыс. лет назад. Он связывается с первой позднеледниковой трансгрессией портландия. В этой связи важно, что береговых линий этого времени на островах архипелага не выявлено, возможно, архипелаг был покрыт единым ледяным щитом вплоть до трансгрессии литорина. В послеледниковое время среди механизмов аккумуляции резко преобладает подледное осадконакопление из нефелоидного слоя, развиваются процессы биотранспорта и биоаккумуляции (хотя роль биотранспорта не велика, роль биоаккумуляции суспензий трудно переоценить). Формируются отложения коричневатого, зеленоватого (оливкового) цвета, гомогенной текстуры, энергично биотурбированные. Очень редко наблюдаются полосчатые и пятнистые текстуры. Активно развивается раннедиагенетический гидротроилит, бентосные фораминиферы характеризуются широким

разнообразием, появляются раковины моллюсков, трубки полихет. Максимальная вскрытая мощность не превышает 2.5 м (Murdmaa et al., 2006). Венчают разрез морских отложений современные осадки мощностью до 25 см. В настоящее время оформились фациальные зоны (ледовая, ледниково-морская, морская и ледово-морская), последовательно сменяющие друг друга в латеральном направлении. По мере дальнейших климатических изменений можно предположить два варианта развития процесса осадконакопления на акватории архипелага:

1) усиление дегляциации ледниковых массивов приведет к сокращению зон ледниковой седиментации и усилению прибрежного осадконакопления по отношению к подледной аккумуляции суспензий;

2) рост ледниковых массивов приведет к расширению зоны ледниковой аккумуляции при резком доминировании нефелоидного осадконакопления в подледных условиях.

## Л и т е р а т у р а

*Авенариус И.Г.* Береговые линии второй половины голоцена как модель развития береговой зоны в условиях поднимающегося уровня Мирового океана // Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке. М.: ГЕОС, 2001. С. 266–274.

*Авенариус И.Г., Дунаев Н.Н.* Некоторые аспекты развития рельефа в позднем Валдае в восточной части Баренцева моря и прилегающей суши // Геоморфология. 1999. № 3. С. 57–62.

*Баренцевская шельфовая плита* / Ред. И.С. Грамберг. Л.: Недра, 1988. 263 с.

*Богданов Н.А., Хайн В.Е., Шипилов Э.В.* Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // Докл. РАН. 1997. Т. 357, № 4. С. 511–515.

*Влияние ледников Новой Земли на современное осадконакопление на примере залива Русская гавань (Северный остров архипелага Новая Земля)* / Н.В. Политова, В.П. Шевченко, Н.А. Айбулатов и др. // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов. Архангельск: Изд. АГТУ, 2004. Т. 2. С. 172–176.

*Геология СССР. Острова Советской Арктики.* М.: Недра, 1970. Т. 26. 547 с.

*Геологические строения СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Моря Советской Арктики.* Л.: Недра, 1984. Т. 9. 280 с.

*Герасимова М.В.* Закономерности распределения позднеголоценовых донных осадков вблизи активных ледников Новой Земли // Биологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях океанического перигляциала. Мурманск: Русская Лапландия, 1996. С. 23–24.

*Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Т–37–40 – Земля Франца-Иосифа (южные острова).* Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 170 с.

*Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Т–41–44 – мыс Желания.* Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 150 с.

*Гриценко И.И.* Особенности распространения верхнекайнозойских отложений в Баренцевоморском регионе // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. М.: Наука, 1992. С. 100–109.

*Гросвальд М.Г.* Оледенение континентальных шельфов // Итоги науки и техники. Сер. палеогеография. М., 1983. Т. 1. 165 с.

*Гуревич В.И.* Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. М.: Науч. мир, 2002. 135 с.

*Гуревич В.И., Мусатов Е.Е.* Новейшее осадконакопление и фанерозойская конседиментация на Западно-Арктическом шельфе // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. М.: Наука, 1992. С. 47–53.

*Древнебереговые* образования северного и северо-восточного побережья Кольского полуострова / Б.И. Кошечкин, А.Л. Кудлаева, Н.А. Первунинская, Л.Я. Самсонова // Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971. С. 17–85.

*Дружинина Н.Н., Мусатов Е.Е.* Новые данные по микропалеонтологии и сейсмостратиграфии донных отложений Баренцева моря // Геол. журн. НАН Украины. 1992. № 9. С. 76–85.

*Зархидзе В.С.* Палеогеновая и неогеновая история развития Северного Ледовитого океана // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1992. Кн. 2. С. 6–28.

*Зархидзе В.С., Мусатов Е.Е.* Основные этапы развития Западной Арктики в позднем кайнозое // Критерии прогноза минерального сырья в приповерхностных образованиях Западной Сибири и Урала. Тюмень: Изд. ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 123–140.

*Иванов Б.В., Павлов А.К., Орбек Й.-Б.* Исследования концентраций взвешенных частиц в заливе Конг-фьорд, архипелаг Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2007. Вып. 7. С. 156–164.

*Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А.* Типы морфолитогенеза на шельфах Мирового океана // Континентальные и островные шельфы: рельеф и осадки. М.: Наука, 1981. С. 125–189.

*Киселев И.И.* Основные вопросы плейстоцена на Кольском полуострове // Геоморфология и геология четвертичного периода севера европейской части СССР. Петрозаводск, 1976. С. 100–108.

*Ковалева Г.А., Голубков В.С., Гусев Б.В.* Современные движения острова Земля Александры (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфах Северного Ледовитого океана. Л.: Наука, 1974. С. 87–92.

*Количественное* распределение и состав водной взвеси в зоне влияния ледников Северного острова архипелага Новая Земля / В.П. Шевченко, М.В. Герасимова, С.А. Корсун и др. // Биологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях океанического перигляциала. Мурманск: Русская Лапландия, 1996. С. 71–72.

*Корсун С.А.* Научный отчет экспедиции ММБИ “Ясногорск-95”. Морские биологические исследования у ледников Новой Земли и в желобе Святой Анны. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1996. 72 с.

*Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р.* Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.

*Левитан М.А., Митяев М.В., Иванов В.В.* Фациальная изменчивость голоценовых отложений плато Ермак по данным изучения фракции более 0.063 мм // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 3. С. 235–245.

*Левитан М.А., Нюрнберг Д., Штайн Р.* О роли криозолей в накоплении современных осадков Северного Ледовитого океана // Докл. РАН. 1995. Т. 344, № 4. С. 506–509.

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

*Матишов Г.Г.* Краевые ледниковые образования дна океана // Океанология. 1986. Т. 26, № 6. С. 967–975.

*Матишов Г.Г.* Мировой океан и оледенения Земли. М.: Мысль, 1987. 270 с.

*Матишов Г.Г., Мыслева В.И., Форман С.* Геологическое строение и условия седиментации // Среда обитания и экосистемы Земли Франца-Иосифа (архипелаг и шельф). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. С. 7–18.

*Медведев В.С., Потехина Е.М.* Вынос терригенной взвеси ледниками Новой Земли в Баренцево море // Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М.: Наука, 1990. С. 103–110.

*Митяев М.В.* Морфотектоника и позднечетвертичная история формирования Мурманского побережья и прилегающего шельфа Баренцева моря: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 2001. 178 с.

*Митяев М.В., Герасимова М.В.* Геохимия взвешенного вещества вблизи активного ледника Павлова (залив Иностранцева, архипелаг Новая Земля) // Вестн. Южного научного центра. 2007. Т. 3, № 3. С. 51–62.

*Митяев М.В., Корсун С.А.* Геолого-геоморфологическое и неотектоническое строение восточной части острова Кильдин // Геоморфология. 2010. № 1. С. 77–86.

*Митяев М.В., Погодина И.А., Герасимова М.В.* Фациальная изменчивость современных отложений в заливе Хорнсунн, Западный Шпицберген // Литология и полезные ископаемые. 2005а. № 5. С. 465–471.

*Митяев М.В., Погодина И.А., Герасимова М.В.* Фациальная изменчивость современных донных отложений в Грэн-фьорде, Западный Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005б. Вып. 5. С. 190–2002.

*Мусатов Е.Е.* Неотектоника Западно-Арктической континентальной окраины: Дис. ... докт. геол.-минер. наук. СПб., 1995. 598 с.

*Мусатов Е.Е.* Распространение кайнозойского чехла на Баренцевоморском шельфе между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа // Океанология. 1996. Т. 36, № 3. С. 444–450.

*Мусатов Е.Е.* Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое // Геоморфология. 1989. № 3. С. 76–84.

*Мусатов Е.Е.* Литостратиграфия четвертичных отложений в центральной части Баренцевоморского шельфа // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 2. С. 120–125.

*Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы* / Ред. Е.Ф. Безматерный, Б.В. Сенин, Э.В. Шипилов. Мурманск: Север, 1993. 184 с.

*Особенности современного осадконакопления* / В.В. Алексеев, Г.Г. Матишов, Г.А. Тарасов, Ю.П. Хрусталев // Среда обитания и экосистемы Земли Франца-Иосифа (архипелаг и шельф). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. С. 18–25.

*Оценка распределения взвешенного вещества в водах Баренцева моря на основе данных SeaWiFS цветового сканирования океанской воды* / В.И. Буренков, С.В. Ершова, О.В. Копелевич и др. // Океанология, 2001. Т. 41, № 5. С. 622–628.

*Параметрические скважины на островах Баренцева и Карских морей* / И.С. Грамберг, И.В. Школа, Е.Г. Бро и др. // Сов. геология. 1985. № 1. С. 95–98.

*Романовский С.И.* Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.

*Седиментология* / Ред. Р.В. Градзинский, А.Е. Костецкая, А.А. Радомский, Р.В. Унрук. М.: Недра, 1980. 646 с.

*Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю.* Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск, 1989. 179 с.

*Спижарский Т.Н.* Некоторые данные по геоморфологии Земли Франца-Иосифа // Тр. Аркт. ин-та. 1936. Т. 41. С. 21–45.

*Тарасов Г.А.* Новые данные по потокам вещества в заливе Грэн-фьорд (Западный Шпицберген) // Комплексные исследования архипелага Шпицбергена. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2004. Вып. 4. С. 151–159.

*Фациальные особенности позднеплейстоцен-голоценовых отложений Баренцевоморского шельфа* / И.А. Андреева, Ю.В. Волкова, А.Г. Зинченко и др. // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2001. Кн. 2. С. 19–29.

*Фейрбридж Р.В.* Морские осадки // Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеиздат, 1974. С. 22–65.

*Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Недра, 1993. 451 с.

*Человечество и береговая зона Мирового океана* / Ред. Н.А. Айбулатов. М.: ГЕОС, 2001. 492 с.

*Шутилов Э.В.* Тектоника осадочного чехла и фундамента северо-запада Баренцевоморской континентальной окраины (шельф архипелага Шпицберген) // Комплексные исследования архипелага Шпицбергена. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. Вып. 2. С. 86–100.

*Шутилов Э.В.* К тектоногеодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.

*Шутилов Э.В., Карякин Ю.В.* Баренцевоморская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения  $^{40}\text{Ar}$ : $^{39}\text{Ar}$ -возраста // Докл. РАН. 2011. Т. 439, № 3. С. 376–382.

*Шутилов Э.В., Сенин Б.В.* Глубинное строение Баренцева моря // Геотектоника. 1988. № 6. С. 96–100.

*Шутилов Э.В., Тарасов Г.А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1998. 304 с.

*Шутилов Э.В., Шкарубо С.И.* Современные проблемы геологии и тектоники осадочных бассейнов Евразийско-Арктической континентальной окраины. Т. I. Литолого- и сеймостратиграфические комплексы осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2010. 266 с.

*Шутилов Э.В., Матишов Г.Г., Хасанкаев В.Б.* Амеразийская генерализация океанообразования в Арктике и ее влияние на эволюцию Баренцевоморской континентальной окраины // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 1. С. 85–88.

*Folk R.L.* A review of grain size parameters // *Sedimentology*. 1966. V. 6. P. 73–93.

*Friedman G.M.* Distribution between dune, beach, and river sand from their textural characteristics // *Sedimentology and Petrology*. 1961. V. 70. P. 737–753.

*Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles // *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa, Okla. (USA). 1988. Sp. publ. № 42. P. 71–124.

*Gorlich K., Weslawski J.M., Zajaczkowski M.* Suspension settling effect on macrobenthos biomass distribution in the Hornsund fjord, Spitsbergen // *Polar Research*. 1987. V. 5, № 2. P. 175–192.

*Kassens H.* Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Fluehdiagenes und Paleo-Ozeanographie in der Norwegischen See // *Ber. S.-Forschungsbereich. Univ. Kiel.*, 1990. V. 313, № 24. 117 p.

*Murdmaa I., Ivanova E., Levitan M.* Facies System of the Central and Eastern Barents sea since the last Glaciations to Recent // *Marine Geol.* 2006. V. 230. P. 275–303.

*Nowell A.R., Jumars P.A., Eckman J.E.* Effects of biological activity on the entrainment of marine sediments // *Marine Geol.* 1981. V. 42, № 1/4. P. 133–153.

*Ross C.A., Ross J.R.* Late Paleozoic transgressive-regressive deposition // *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa, Okla. (USA): Ed. by Society of economic paleontologists and mineralogists, 1988. Sp. publ. № 42. P. 227–248.

*Suspended sediment distribution and vertical particle fluxes in western bays of the Novaya Zemlya archipelago and Vaigach Island* / V.P. Shevchenko, N.V. Politova, G.I. Ivanov et al. // *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*. 2004. № 482. P. 134–141.

*Svendsen H., Beszczynska-Møller A., Haden J.O.* The physical environment of Kongsfjorden-Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard // *Polar Research*. 2002. V. 21(1). P. 133–166.

*Tanner V.* Studier ofven kvartarsystemet i Fennoskandias nordliga delar // *IV Bull. de la comission geologique de Finlande*. Helsingfors, 1930. V. 88. P. 31–45.

*Zajaczkowski M., Włodarska-Kowalczyk M.* Dynamic sedimentary environments of an Arctic glacier-fed river estuary (Adventfjorden, Svalbard). I. Flux, deposition, and sediment dynamics // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2007. V. 74, № 1–2. P. 285–296.