

Санкт-Петербургский государственный университет

КРИЦКИЙ Даниил Романович

Выпускная квалификационная работа

**ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ
ЧАСТИ
КАРСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ**

Основная образовательная программа бакалавриата

«Геология»

Научный руководитель: к. г.-м. н.,
доцент КРЫЛОВ Алексей Алексеевич

Рецензент: к.г.- м.н. ГУСЕВ Евгений
Анатольевич

Санкт-Петербург

2018

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ КАРСКОГО МОРЯ	4
1.1. Карская плита	5
1.2 Северная Земля	7
2. УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КАРСКОМ МОРЕ	10
2.1 Рельеф дна и течения Карского моря	10
2.2 Динамика и развитие берегов Карского моря	12
2.3 Фациально-генетические типы осадков	17
2.4 Условия седиментации в Карском море	19
3. СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ	29
3.1 Оценка количественного содержания групп глинистых минералов по методике Бискайя	29
3.2 Гранулометрический ситовой анализ	35
3.3 Минералогия тяжёлой фракции	47
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	52
ЛИТЕРАТУРА	53
ПРИЛОЖЕНИЯ	56

ВВЕДЕНИЕ

Выпускная работа посвящена изучению свойств донных осадков и особенностей осадконакопления на исследуемой акватории.

Необходимые для анализа пробы были взяты в результате экспедиции, посвящённой созданию госгеолкарты масштабом 1:1000000 третьего поколения на листы U-46-47. Автор не принимал участия в экспедиции и благодарит сотрудников ФГБУ «ВНИИОкеангеология» за возможность пользоваться материалами рейса - картой пробоотбора (рис. 1), журналом донных осадков и таблицами распределения тяжёлых минералов на глубине в некоторых точках пробоотбора.

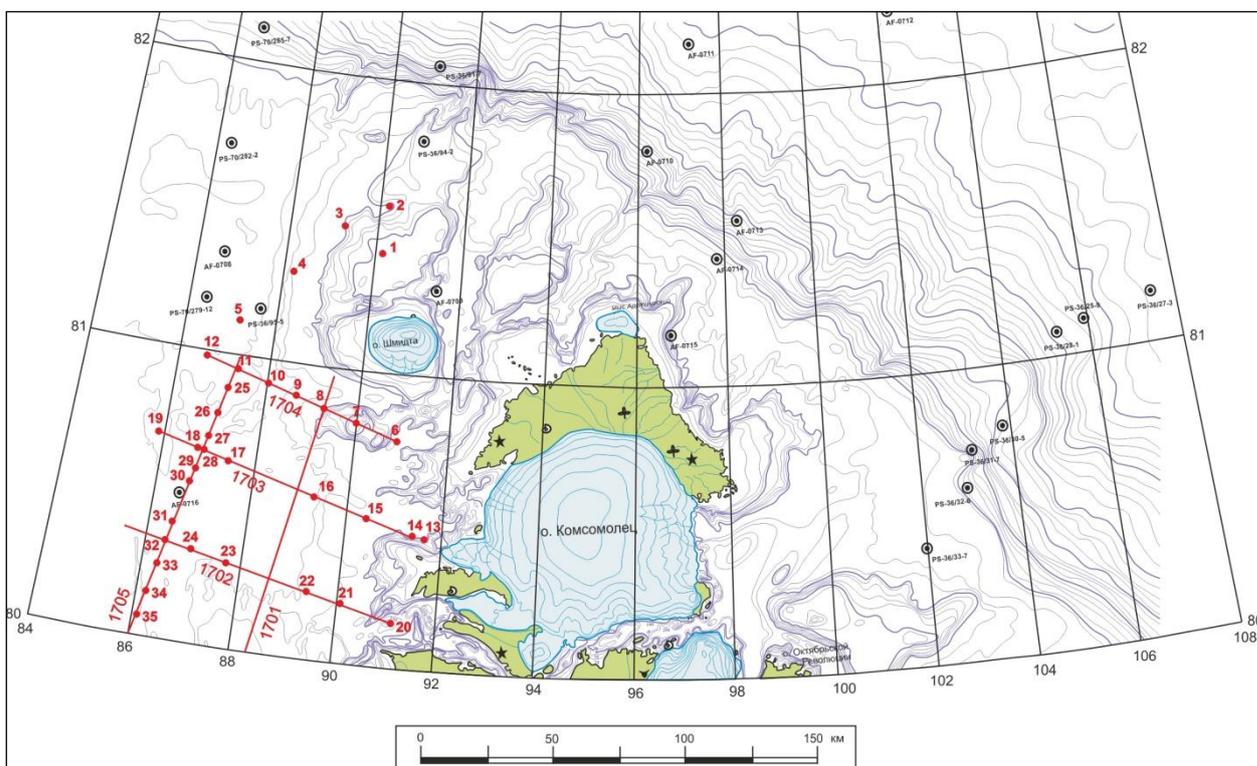


Рисунок 1. Карта пробоотбора (Гусев, 2017)

Цели и задачи работы следующие:

Цель:

- изучить особенности позднечетвертичного осадконакопления в северо-восточной части Карского моря

Задачи:

- характеристика современных условий осадконакопления,
- исследование гранулометрического состава донных осадков,
- характеристика состава областей сноса,
- выявление особенностей минерального состава донных осадков
- характеристика изменчивости литологического состава отложений по разрезу грунтовых колонок

1 ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ

КАРСКОГО МОРЯ

Акватория Карского моря, перекрывающая одноименный шельф, располагается между архипелагами островов Новой Земли на западе и Северной Земли на востоке, а также полуостровами Пай-Хой и Таймыр. На северо-северо-западе региона Карский шельф отделен от архипелага Земли Франца-Иосифа трогом Святой Анны, характеризующимся сокращенной мощностью земной коры (до 20 км) и линзой осадков более 10 км. Карский шельф по типу фундамента, возрасту и мощности осадочного чехла и характеру структур делится на два района: южный – Южно-Карский бассейн (продолжение Западно-Сибирского бассейна) и северный - Карскую плиту. На северо-западе они разделены поднятием Северного Сибирского порога (рис.2) (Богданов, 2004).

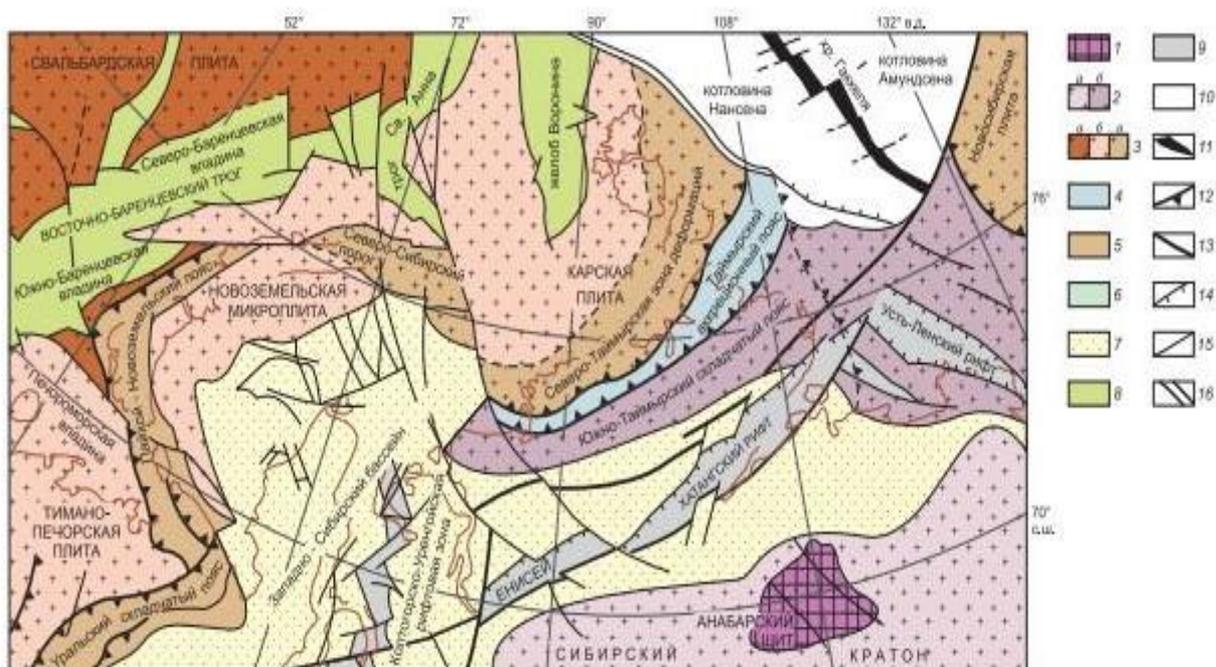


Рисунок 2. Тектоническая схема Баренцево – Карского региона.

Условные обозначения: 1 - докембрийские метаморфические комплексы фундамента; 2 - чехол Сибирского кратона: а - недеформированный, б - подвергшийся тектоническим деформациям в мезозое; 3 - литосферные плиты: а - с гренвилем фундаментом, б - с позднедокембрийским фундаментом, в - подвергшиеся герцинским тектоническим деформациям; 4 - неопротерозойский Таймырский аккреционный пояс; 5 - герцинские и раннекимерийские складчатые пояса и зоны тектонических деформаций; 6 - складчатые пояса мезозоид; 7 - чехол молодых плит; 8 - трогои с корой субокеанского типа; 9 - континентальные мезозойские рифты; 10 - области океанской коры; 11 - срединно-океанская рифтовая зона; 12 - крупнейшие надвиги; 13 - крупнейшие сдвиги и трансформные разломы;

14 - сбросы; 15 - сбросы и сдвиги неопределенные; 16 - бровка континентального склона (Шипилов и др., 2010)

1.1 Карская плита

Карская плита имеет добайкальский возраст основания, поверхность фундамента характеризуется сложным и расчленённым рельефом. В пределах Карской плиты поверхность фундамента характеризуется сложным и расчлененным рельефом (Шипилов и др., 2010). Геологическое строение мало изучено в связи с трудными климатическими условиями (<http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1179415&uri=part11.html>).

На рисунке 2 показаны только крупные структуры – прогибы, впадины, поднятия, складчатые области и пояса. Отчетливо видно, что Северо-Карская плита – типичная платформенная структура. Никаких рифтов в пределах Северо-Карского региона не выявлено.

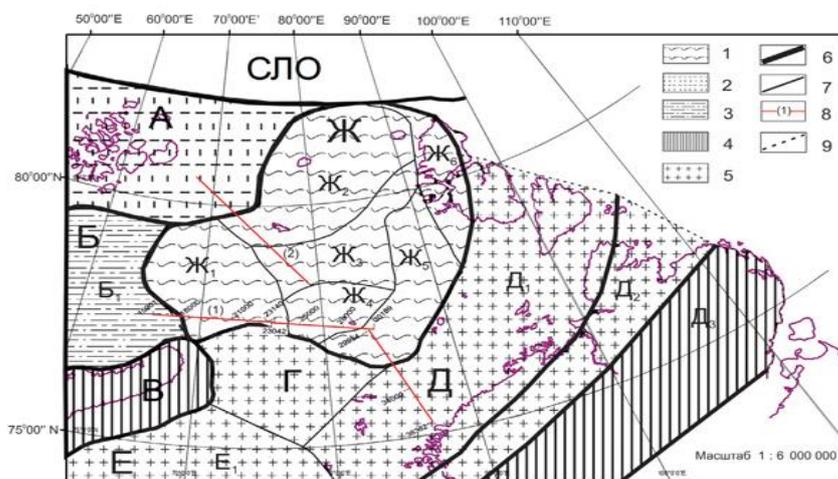


Рисунок 3. Структурно-тектоническая схема Северо-Карского региона по кровле разновозрастного фундамента. Условные обозначения: 1–5 – области с разновозрастным фундаментом: 1 – гренвильский, 2 – предположительно вендский, 3 – доордовикский, 4 – герцинский, 5 – раннекиммерийский; 6 – границы областей; 7 – границы крупных структур; 8 – примеры волновых полей; 9 – граница площади исследования. Структуры и области: А – Свальбардское поднятие; Б – Баренцевоморский мегапрогиб (Б1 – Северо-Баренцевская впадина); В – Новоземельская складчатая область; Г – Северо-Сибирский порог; Д – Таймырская складчатая область (Д1 – Северо-Таймырско-Североземельский складчатый пояс, Д2 – Центрально-Таймырская коллизийная зона, Д3 – Южно-Таймырский складчатый пояс); Е – Западно-Сибирская плита (Е1 – Южно-Карская синеклиза); Ж – Северо-Карская область поднятий и впадин (Ж1 – Западно-Карская впадина, Ж2 – поднятие Визе, Ж3 – Центрально-Карская седловина, Ж4 – Центрально-Карское поднятие, Ж5 – Восточно-Карский прогиб, Ж6 – Присевероземельское поднятие); СЛО – Северный Ледовитый океан (Дараган-Суцова и др., 2013)

В строении осадочного чехла Северо-Карского шельфа доминируют верхнерифейско-среднепалеозойские толщи, сформировавшие два структурных этажа – верхнерифейско-кембрийский и ордовикско-девонский. В верхнем рифее и венде на месте шельфа существовала серия относительно глубоководных бассейнов, разделенных менее глубокими участками. В этих узких бассейнах накопилось до 7–9 км преимущественно флишоидных терригенных толщ. В кембрии в результате байкальской активизации на юго-востоке Северной Земли и, возможно Таймыре, изолированные бассейны объединились в более широкий и мелкий бассейн. Флишоиды сменились более грубыми молассоидами. После предордовикского перерыва на шельфе с ордовика до конца девона формируется обширный седиментационный бассейн с регрессивным строением разреза. В бассейне накапливались мелководно-морские и прибрежно-морские карбонатные и карбонатно-терригенные толщи, которые к девону сменились континентальными, реже прибрежно-морскими пестроцветными и красноцветными терригенными отложениями. Мощность ордовикско-девонского чехла достигает 6 км. В середине карбона, в результате герцинской складчатости на Таймыре и Северной Земле и последующего горообразования, на месте Северо-Карского прогиба возник обширный свод, интенсивный размыв которого обеспечил осадочным материалом не только краевые части Северо-Карской плиты, но и соседние Баренцевоморские прогибы. Пермско-триасовых рифтов на севере Карского моря не было. В это время шельф был областью преимущественного размыва. Лишь с середины триаса на юго-востоке Северо-Карского шельфа образовалась небольшая впадина, которая заполнялась континентальной верхней молассой. Прогибы Св. Анны и Воронина – новообразованные, возникшие в связи с раскрытием Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. До юры Северо-Карский шельф не был частью Баренцевской плиты. Его геологическое строение и история формирования имеют индивидуальные черты, отличные от Баренцевоморских прогибов и Южно-Карской синеклизы. Отличительные особенности Северо-Карского шельфа – древний доверхнерифейский фундамент, система верхнерифейско-вендских относительно глубоководных прогибов и впадин, инверсия тектонического режима в герцинское время с глубоким размывом наиболее приподнятой части свода, значительные блоковые движения (Дараган-Суцова и др., 2013).

Так как исследования, по материалам которых я пишу дипломную работу, проводились в пределах листа государственной карты Российской Федерации U-45-48, то логично будет рассмотреть более подробно геологическое строение архипелага Северная Земля.

1.2 Северная Земля

Архипелаг Северная Земля (рис.4) расположен в восточной части Карского моря. Он включает 4 главных острова и ряда мелких, которые разделены двумя главными проливами - Красной Армии и Шокальского, имеющими глубины от 50 до 200 м. Максимальная высота 963 м (ледник Карпинского на о. Октябрьской Революции). Около 40-50% территории архипелага покрыто ледниками. Наиболее древними образованиями архипелага, по данным (Геология СССР, Т. XXVI), считаются породы позднепротерозойского возраста, которые описаны на острове Большевик, на котором они имеют суммарную мощность порядка 2000 м. Этот комплекс представлен ритмичным чередованием песчаников и аргиллитов (<http://plate-tectonic.narod.ru/karskoephotoalbum.html>).

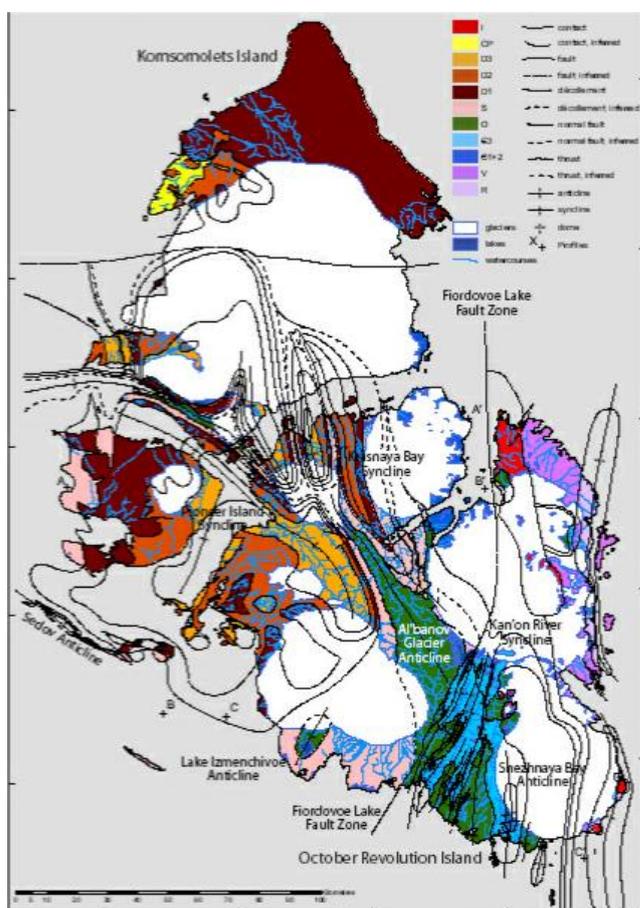


Рисунок 4. Геологическая карта архипелага Северная Земля (<http://atlantic.ginras.ru/education/ocean//lec05.pdf>)

Острова Октябрьской Революции, Пионер и Большевик сложены нижнепалеозойскими отложениями, мощностью до 6 - 7 км, которые претерпели, как минимум, 3 фазы деформаций в герцинскую или, вероятнее, в древнекиммерийскую эпоху - пологоскладчатые деформации (рис. 5).

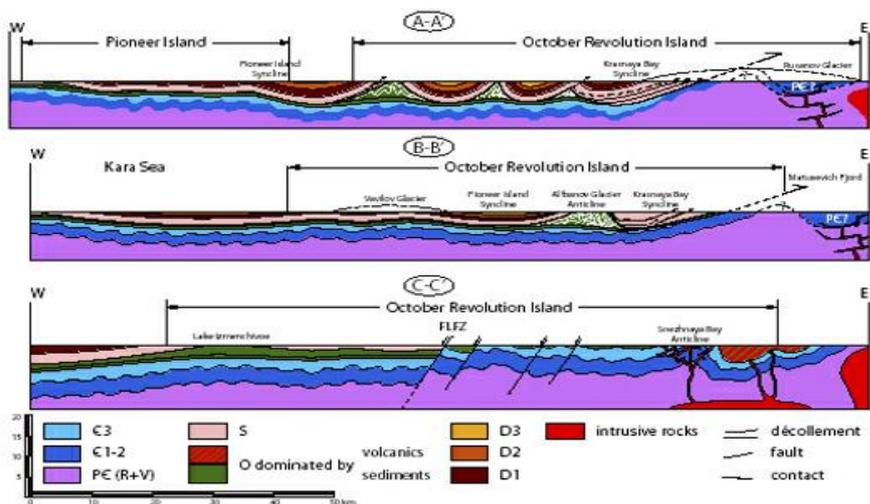


Рисунок 5. Этапы геологического развития островов архипелага Северная Земля (<http://atlantic.ginras.ru/education/ocean//lec05.pdf>)

Породы (их состав и возраст), распространённые на архипелаге:

Кембрий с размывом и конгломератами в основании слагается на о. Октябрьской Революции флишеидной толщей терригенного состава, в верхах которой встречаются и карбонатные породы.

Ордовик с угловым несогласием и конгломератами. Все три отдела представлены песчаниками, мергелями и известняками с прослоями гипсов и редкими маломощными покровами кислых лав, которые несогласно залегают на кембрийских терригенных комплексах. Мощность составляет от 650 до 2000 м.

Силур широко распространён в центральной части о. Октябрьской Революции, на юго-западе о. Комсомолец, в западной части о. Пионер, на островах архипелага Седова и на о. Длинный. Их мощность изменяется от 500 до 2500 м. Они сложены известняками (часто биогермы и биостромы) с прослоями доломитов и гипсов. Фауна - двустворки, кораллы. Структура ордовикско-силурийского комплекса представляет собой сочетание обширных (десятки километров в поперечнике) брахисинклиналей и относительно узких гребневидных антиклиналей, сорванных и надвинутых на восток.

Девон представлен всеми отделами и залегает несогласно на силуре Нижний - пестроцветные песчаники, гравелиты, алевролиты, аргиллиты, карбонатными и сульфатными мелководно-морскими, лагунными, а также континентальными отложениями. Их мощность изменяется от 600 до 1200 м. Средний - изменчив по своему составу и состав их пород может существенно изменяться от острова к острову. В целом они слагаются доломитами, мергелями и известняками с остатками рыб, пестроцветными кварцевыми алевролитами и песчаниками. В кровле залегают гравелиты и песчаники. Мощность изменяется от 600 до 1000 м. Верхний - сложен ритмичным чередованием кварцевых песчаников и алевролитов, а

также аргиллитов и мергелей. Мощность составляет 700 – 900 м). Каменноугольные не обнаружены.

Нижний карбон - нижняя пермь залегают горизонтально на дислоцированных породах неопротерозоя и нижнего-среднего палеозоя. Сложены полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов, углистых аргиллитов, линзами гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов. Мощность их не превышает 50 м.

Триасовые отложения представлены пологозалегающими песчаниками и конгломератами, содержащими обломки углефицированной и пиритизированной древесины. Мощность отложений, по мнению различных авторов, составляет от 100 до 300 м.

Нижний мел представлен на некоторых островах архипелага Северная Земля рыхлыми песчаниками, переслаивающимися со светло-зелеными глинами с максимальной мощностью до 35 м. Аналогичные отложения установлены и на других островах Карского моря (Кирова, Уединения, Визе, Ушакова и Свердруп), на которых их мощность не превышает 50 м. Верхний мел на архипелаге Северная Земля и п-ове Таймыр не встречается. На некоторых островах Карского моря (о. Расторгуева) отложения верхнего мела, представлены нижней части конгломератами, которые выше сменяются темно-серой глиной с обломками углефицированной древесины с прослоями песчаников. Мощность верхнемеловых отложений в целом не превышает 35 м.

Породы палеогена на архипелаге Северная Земля имеют весьма ограниченное распространение и представлены маломощными песками песчаниками. На о. Комсомолец девон несогласно перекрыт маломощными континентальными песчаниками олигоцена. В неоген-четвертичное время - сводово-глыбовые поднятия, осложненные в его средней части формированием субмеридионального грабена пролива Шокальского. С позднего плиоцена в ходе неоднократных покровных оледенений архипелаг периодически подвергался гляциоизостатическим опусканиям под тяжестью ледниковых щитов и «всплывал» при их таянии в межледниковые и постледниковую эпохи.

Магматические образования: ранний палеозой (740 млн. лет) - граниты, метаморфизованные в амфиболитовой фации и (411 - 456 млн. лет) - габбро, сиениты, граниты (штоки, батолиты). Средний палеозой (439 - 292 млн. лет) - диориты, гранодиориты, силлы кварц-полевошпатовых порфиритов (<http://atlantic.ginras.ru/education/ocean//lec05.pdf>).

2 УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КАРСКОМ МОРЕ

2.1 Рельеф дна и течения Карского моря

Береговая линия Карского моря сложна и извилиста. Восточные берега Новой Земли изрезаны многочисленными фьордами. Значительно расчленено материковое побережье, где глубоко в сушу вдаются Байдарацкая и Обская губы, между которыми далеко в море выступает полуостров Ямал, восточнее расположены крупные заливы: Гыданский, Енисейский, Пясинский, начиная от которого береговая линия очерчивает много небольших заливов. Менее извилисто западное побережье Северной Земли.

Рельеф дна Карского моря неровный: наряду с мелководными районами существуют глубоководные желоба (рис 6). В море преобладают глубины до 100 м, около 40% площади дна имеют глубины менее 50 м. Наиболее мелководны южная и восточная части моря, наибольшие глубины находятся на западе и северо-западе Карского моря. Вдоль побережья Новой Земли протягивается Новоземельская впадина с глубинами более 500 м, севернее расположен желоб Святой Анны, выходящий за пределы моря в океан. Между Центральной Карской возвышенностью и Северной Землей дно моря пререзает желоб Воронина с глубинами более 200 м. На юго-западе и северо-востоке дно пересекают многочисленные небольшие углубления, разделенные порогами. В центральном районе Карского моря рельеф дна ровный.

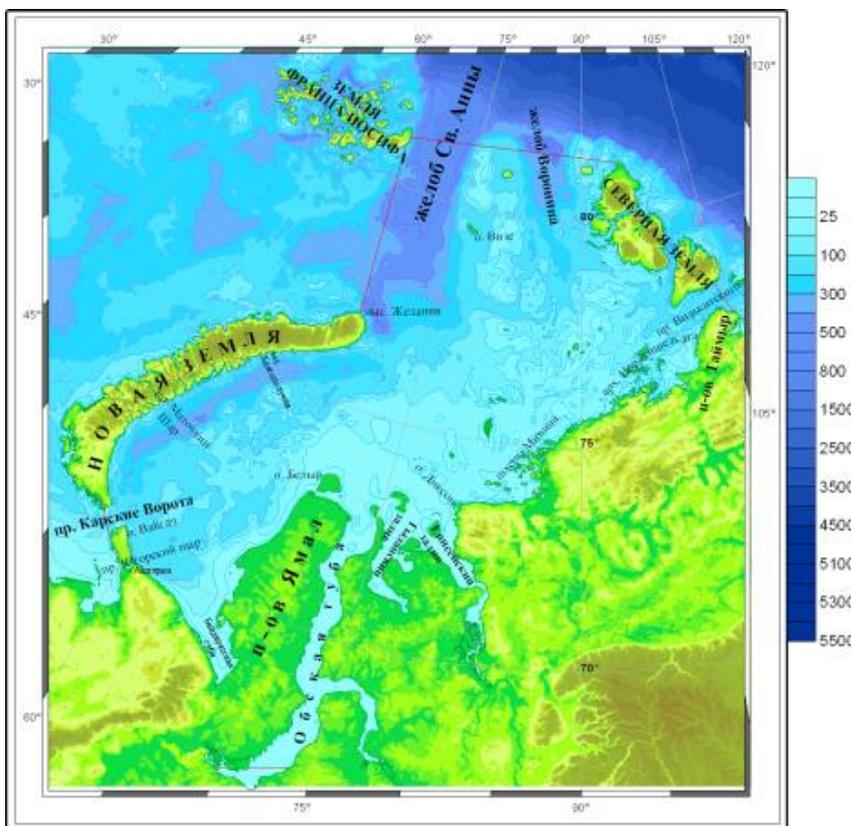


Рисунок 6. Рельеф дна Карского моря

(http://www.aari.ru/resources/a0013_17/kara/Atlas_Kara_Sea_Winter/text/rejim.htm)

В Карском море наиболее изученными являются постоянные поверхностные течения. В их формировании большую роль играют речной сток и водообмен с прилежащими бассейнами, особенно с Баренцевым морем. Под воздействием стоковых течений и притока из других морей воды Карского моря образуют хорошо выраженный круговорот вод против часовой стрелки на юго-западе и менее отчетливый на севере (рис.7). Южный круговорот образуется западной ветвью Обь-Енисейского течения и притоком баренцевоморских вод, поступающих в море через пр. Карские Ворота и Югорский Шар. Обь-Енисейское течение при движении на север разделяется на три ветви - западную, северную и восточную. Из них западная, достигая северо-восточного побережья Новой Земли, в свою очередь, разделяется на две ветви, одна из которых движется на северо-восток, а другая, под названием Новоземельского течения направляется к югу.

У Карских Ворот от Новоземельского течения отделяется течение Литке, уходящее в Баренцево море. Основной поток поворачивает на восток и, сливаясь с течением из Баренцева моря, направляется к побережью Ямала, вдоль которого под названием Ямальского течения идет на север до встречи с западной ветвью Обь-Енисейского течения, замыкая тем самым круговорот поверхностных вод в юго-западной части моря.

Северная струя Обь-Енисейских вод направляется на северо-восток к островам Северная Земля, а восточная - вдоль Таймырского берега к пр. Вилькицкого. У о. Русский часть этого течения поворачивает на север, следует вдоль берегов Северной Земли, а затем, несколько отклоняясь к северо-западу, замыкает северо-восточный круговорот.

Скорости постоянных течений колеблются от 5 до 15 см/с. Однако, если они совпадают по направлению с ветровыми течениями, то их скорости увеличиваются до 70-90 см/с. В зависимости от типа атмосферной циркуляции система течений может испытывать значительные изменения. Циклонические круговороты вод могут либо сокращаться, либо расширяться, а потоки баренцевоморских вод у м. Желания менять направление на обратное (http://www.aari.ru/resources/a0013_17/kara/Atlas_Kara_Sea_Winter/text/rejim.htm).

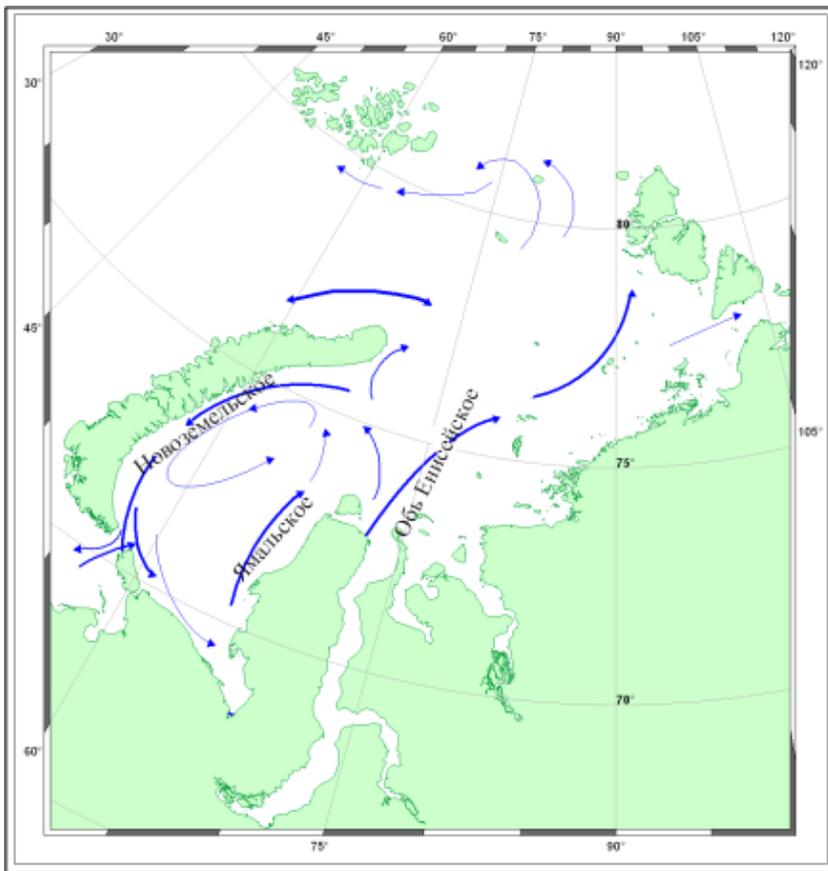


Рисунок 7. Течения Карского моря
http://www.aari.ru/resources/a0013_17/kara/Atlas_Kara_Sea_Winter/text/rejim.htm

2.2 Динамика и развитие берегов Карского моря

Для понимания условий осадконакопления в Карском море очень важно принимать во внимание современные вертикальные движения земной поверхности, имеющие неотектоническую природу. На рисунке 8 приведено сопоставление современных вертикальных движений и типов морских берегов Карского моря.

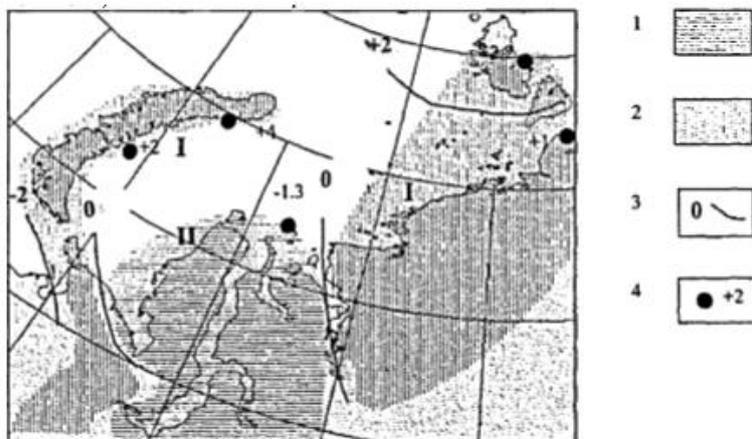


Рисунок 8. Соотношение современных вертикальных движений земной коры на побережье Карского моря и типов морских берегов. I- стабильные и аккумулятивные берега,

II- термоабразионные стабильные и аккумулятивные берега .1- области устойчивого прогибания; 2- области поднятий; 3- изолинии скоростей вертикальных движений, мм/год; 4- «уровнемерные» точки и величины вертикальных движений, мм/год (А. А. Васильев, 2004)

Как видно из рисунка, областям устойчивого прогибания в точности соответствуют участки морского побережья, сложенным исключительно четвертичными дисперсными отложениями. Именно в этих областях широко распространены термоабразионные и аккумулятивные типы морских берегов. Напротив, в областях поднятий берега представлены или цокольными террасами, или коренными породами. По динамическим характеристикам морские берега в этих регионах относятся к стабильным или абразионным. Таким образом, можно говорить об однозначном соответствии направленности неотектонических движений и тенденций развития морских берегов (А. А. Васильев, 2004).

Выделяются следующие динамические типы берегов Карского моря:

По классификации Добровольского (рис. 9) на побережье Карского моря представлены следующие типы берегов: ледяные, дельтовые, абразионно-бухтовые, выровненные аккумулятивные (рис.10), абразионно-аккумулятивные бухтовые, выровненные абразионные (Добровольский, 1982).

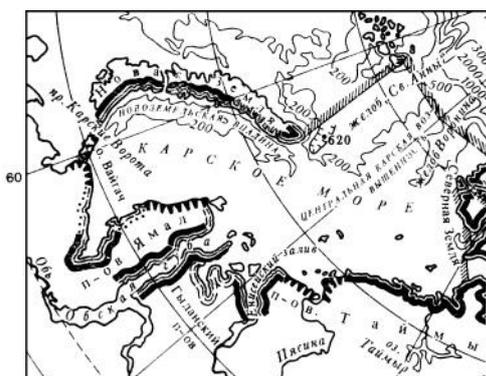


Рис. 9 Морфологические типы берегов. Условные обозначения: 1 – изобаты, 2 – границы морей, 3 – выровненные абразионные, 4 – абразионно-аккумулятивные бухтовые, 5 – ледяные, 6 – дельтовые, 7 – абразионно-бухтовые, 8 – выровненные аккумулятивные (<http://tapemark.narod.ru/more/11.html#ris24>)



Рисунок 10. Аккумулятивный берег (С. М. Усенков, 2013)



Рисунок 11. Абразионно-выровненный берег (С. М. Усенков, 2013)

Более интересной представляется несколько иная морфологическая типизация берегов (табл.1) Карского моря и их динамическая классификация (рис. 12).

Морфогеологическая структура (типизация) берегов Карского моря (Васильев и др., 2006)

Состав пород	Геологический индекс	Геоморфология	Высота берега, м	Литология	Криогенное строение (криотекстура)	Объемная льдистость, %	Длина, км
Коренные породы	Палеозой-мезозой	Коренной берег	80–290	Кристаллические породы	Без видимого льда	< 5	4900
Рыхлые породы	gmII ⁴	V морская равнина	50–80	Глины с включениями валунов	Массивная, сетчатая, тонкошпировая	20–40	250
	mIII ¹	IV морская равнина	40–60	Переслаивание глин и песков	Сетчатая, слоистая тонко- и толстошпировая	20–50	900
	mIII ²⁻³	III морская терраса	20–40	Глины, суглинки, иногда перекрытые песками	Сетчатая, слоистая тонко- и толстошпировая	30–60	1020
	mIII ⁴	II морская терраса	10–20	Глины, суглинки, перекрытые песками	Сетчатая, слоистая тонко- и толстошпировая	30–60	950
	mIII–IV	I морская терраса	5–10	Пески с прослоями суглинков	Массивная, слоистая тонкошпировая	20–40	500
	m, amIV	Лайда	0,5–3,5	Суглинки, пески	Микролинзовидно-слоистая тонкошпировая	40–60	6200
Лед		Ледовый берег		Глетчерный лед		100	-300

Как видно из таблицы 1, общая протяженность берегов Карского моря составляет около 15 000 км. Большая часть береговой линии представлена лайдами и коренными породами. Протяженность берегов, представленных морскими террасами, составляет около 3100 км. Берега, сложенные глетчерами, занимают около 300 км.

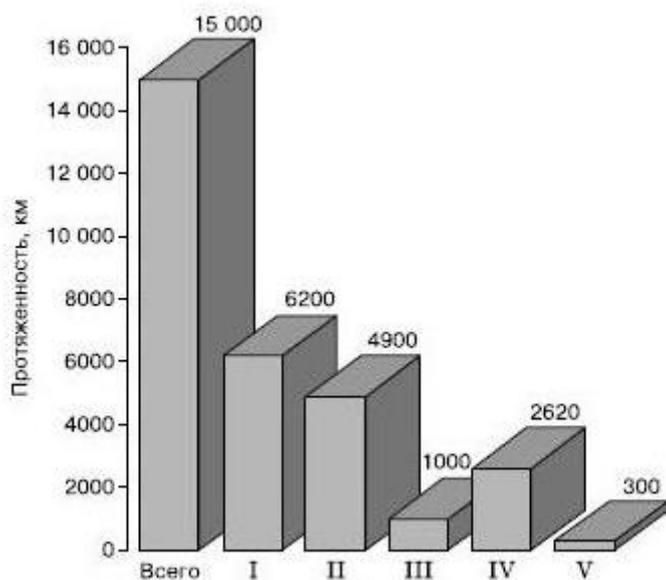


Рисунок 12. Структура динамических типов берегов. Условные обозначения: 1- аккумулятивный, 2-абразионный, 3-стабильный, 4-термоабразионный, 5-ледовый (Васильев и др., 2006)

Аккумулятивные берега (лайды) занимают более 40 % общей протяженности берега. Многолетнемерзлое состояние практически не влияет на динамику берегов, сложенных коренными породами. Реальным механизмом разрушения таких берегов является классическая абразия. Поэтому берега, представленные коренными породами, отнесены к

абразионным. Скорость отступления таких берегов, как правило, не превышает 0,2 м/год. Часть берегов, сложенных рыхлыми отложениями, являются стабильными. Как правило, берега такого типа наиболее распространены на побережье длинных и узких заливов, например Обской губы. Термоабразионные берега составляют менее 20 % всей протяженности берегов Карского моря. Наконец, в качестве особого типа выделены берега, сложенные ледниками (ледовые берега).

Основная роль в разрушении берегов Карского моря, сложенных относительно малольдистыми рыхлыми отложениями, принадлежит волнам доштормовой высоты. Их постоянное воздействие на подводный склон и основание клифа вызывает нарушение равновесного профиля берега и инициирует деструктивные процессы в прибрежной зоне, которые в итоге приводят к отступанию береговой линии.

Важно знать материал, который выносится в Карское море за счёт абразии берегов.

Результаты картографирования морских берегов и исследования состава, льдистости, содержания растворимых солей, органического углерода в прибрежных отложениях и данные об их динамике позволяют составить баланс материала, поступающего в Карское море при разрушении берегов (рис. 13).

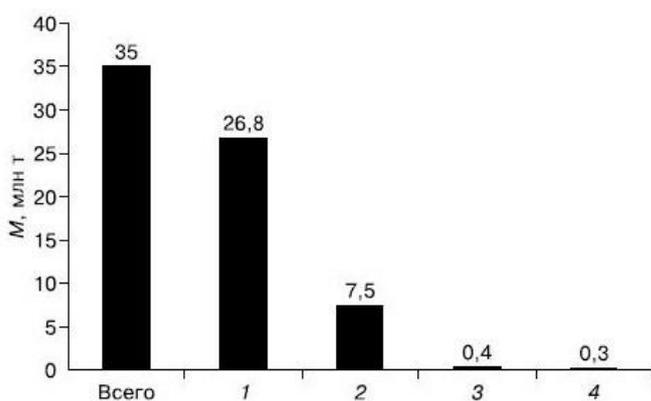


Рисунок 13. Баланс материала, ежегодно поступающего в Карское море за счёт разрушения берегов. Условные обозначения: 1 – твёрдые осадки, 2 – лёд, 3 – органический углерод, 4 – растворимые соли (Васильев, 2005)

Твёрдый сток (за счет выноса крупных рек) в Карское море составляет 27,3 млн т. Таким образом, поступление твердого материала в Карское море за счет разрушения берегов практически равно твердому стоку. Это подтверждает ранее высказанную точку зрения о значительной роли разрушения берегов в балансе твердого материала Карского моря. Вынос органического углерода крупнейшими реками в Карское море составляет около 10 млн т. Таким образом, в сравнении с речным выносом поступление твердого материала примерно

одинаково, органического углерода в 25 раз меньше, а поступление растворимых солей пренебрежимо мало из-за их низких содержаний в прибрежных отложениях.

Таким образом, можно сделать вывод, что разрушающиеся берега представляют собой крупный источник поступления твердых осадков и органического углерода в бассейн Карского моря, но при том поступление растворимых солей за счет разрушения берегов пренебрежимо мало (Васильев и др., 2006).

2.3 Фациально-генетические типы осадков

Прежде чем перейти к собственно условиям седиментации в Карском море будет полезно познакомиться с современной классификацией осадков.

Ранее выделялось 5 хемотипов по результатам проведенных исследований (рис. 14). Изученные осадки можно отнести к двум большим генетическим группам: реликтовым обломочным и новообразованным гипергенным. Последние состоят из смеси глинистых и обломочных минералов (терри-гепергенных минералов).

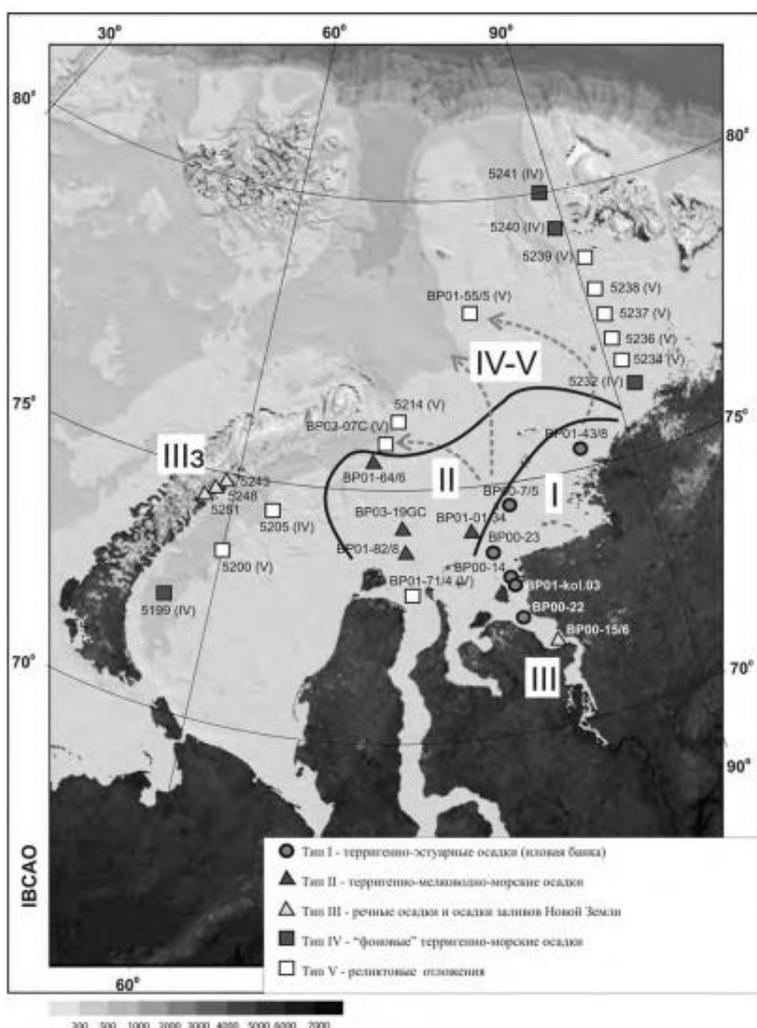


Рисунок 14. Карта района исследований и положение станций отбора донных осадков, классифицированные согласно их фациально-генетическому типу (Русаков и др., 2017)

Более детальный фациальный анализ выявил 8 типов донных осадков, часть из которых пространственно совпадает с выделенными хемотипами. Так, осадки дельт и эстуариев совпадают с хемотипами III и I, осадки мелководных равнин – с хемотипом II, а осадки впадин и желобов – с хемотипом IV. При этом осадки мелководных и глубоководных равнин включают два хемотипа IV и V. выделенные хемотипы практически полностью совпадают с фациально-генетическими типами современных отложений Карского моря с той лишь разницей, что дополнительно к выделенным ранее типам, добавляются реликтовые осадки, резко отличающиеся по химическому составу от отложений речного стока. Типы образуют последовательный литолого-фациальный ряд отложений, отражающих накопление выносимого рекой осадочного материала на разных границах барьерной зоны река-море.

1. Слабодифференцированные континентально-речные осадки (тип III).
2. Терригенно-эстуарные осадки, накапливающиеся в зоне лавинного осаждения речных взвесей (тип I).
3. Терригенно-мелководно-морские осадки переходной зоны (тип II).
4. Терригенно-морские фоновые осадки (тип IV). В отдельный подтип (IIIз) выделяются марино-гляциальные отложения заливов Новой Земли. Они отражают состав наиболее тонких преимущественно глинистых минералов, выносимых тальными водами ледников Новой Земли в заливы архипелага

Отдельную группу представляют осадки типа V, которые имеют принципиально иной источник осадочного материала - реликтовые доголоценовые отложения (возможно, плейстоценовые). По своему гранулометрическому составу они делятся на две группы. Первая – более грубые гравийно-песчаные и песчаные осадки представляют собой эксгумированные на поверхность дна отложения, подвергшиеся размыву придонными течениями и волнами. Вторая - более тонкие алевритовые и пелитово-алевритовые осадки являются продуктом размыва и последующего переноса тонких фракций реликтовых отложений в гидродинамически спокойные участки моря. Первые (более грубые) по отношению к последним (более тонким) выступают в качестве “материнских” пород. Поскольку основным механизмом разрушения “материнских” пород является гидродинамическое (механическое) воздействие волн и течений, более тонкие фракции, перенесенные с места размыва дна, не утратили своей геохимической связи с “материнскими” породами и сохранили свою принадлежность к типу V (Русаков и др., 2017).

2.4 Условия седиментации в Карском море

Рассмотрим условия седиментации для каждого из районов (Юго-Западной части и Северо-Восточной) по отдельности. При этом, на Северо-Восточной части (на примере в районе острова Большевик) остановимся более подробно, вместе с изучением проводимых

геологических и лабораторных изысканий, т.к. изучение именно этого района и методов проводимых исследований имеет важное значение для данной работы.

Юго-Запад Карского моря:

Основные источники седиментационного материала надёжно выявлены для Юго-Западной части Карского моря – это абразия берегов и подводного склона. (С. М. Усенков, 2015) Как было указано в разделе выпускной работы «Динамические типы Берегов Карского моря», за счёт береговой эрозии ежегодно поступает 35 млн. тонн материала (по другим данным – 32,6 млн. тонн). Существенна также роль речного стока Оби и Енисея в поставке осадочного вещества. Согласно существующим оценкам, Обь, предположительно, поставляет ежегодно в среднем 15,5·10 млн. тонн, Енисей – 5,1·10 млн. т (суммарная роль всех рек 27,3·10 млн тонн, по А. А. Васильеву) . Роль материала эолового и ледового разноса в седиментационном балансе мала. Так, количество эолового материала в осадках Карского моря составляет всего 0.1·10 млн. тонн в год.

Гранулометрический состав осадков - моногранулярные, бигранулярные (переходные) и миктиты (смешанные). Моногранулярные осадки отличаются хорошей степенью сортировки и, вероятно, высокой степенью зрелости. Поля распространения моногранулярных пелитов, прежде всего, связаны с Восточно-Новоземельским желобом. Отмечаются они также в локальных 179 понижениях морского дна в пределах Западно-Карской ступени к западу от полуострова Ямал и отчасти в Байдарацкой губе.

Моногранулярные пески занимают значительную по площади часть прибрежного мелководья, постепенно сменяясь на глубинах 8-20 метров более тонкими в гранулометрическом отношении осадками. Бигранулярные осадки - алевритовые пелиты, пелитовые пески и пелитовые алевриты - слагают основную часть дна изученной акватории. Они развиты на поднятиях в центральной части Западно-Карской ступени и восточном борту Новоземельского желоба. Вероятно, данный гранулометрический тип определяют процессы размыва и переотложения. Миктиты (песчано-пелито-алевритовые и песчано-алеврито-пелитовые осадки) распространены на юге Западно-Карской ступени.

Поля распространения смешанных осадков приурочены к возвышенностям, сложенным неогеновым и палеогеновым породам или ледниковым диамиктонам. Вероятно, данные слабо консолидированные образования размываются периодический придонными течениями, формируя плащ плохо дифференцированных отложений.

Перенос осадочного материала - Согласно предлагаемой концептуальной модели в пределах юго-западной части Карского моря медленный циклонический перенос осадочного материала в ледовый период к северу по направлению к основным областям аккумуляции периодически прерывается в безледное время ресуспезией осадков и транспортировкой

вещества под воздействием ветровых волн. Глубина волнового воздействия (волновая база) для Карского моря составляет ориентировочно 15-20 м. Течения, индуцированные экстремальными штормами осенью, перемещают осадочный материал из эстуарных областей в более глубоководные части бассейна. Вероятно, существенное значение в транспортировке осадков отводится речным стоковым течений. Благодаря геострофическому эффекту тонкий материал алевропелитовой размерности перемещается в основном против часовой стрелки (Усенков, 2015).

Северо-Восток Карского моря (о. Большевик):

Остров Большевик является одним из источников осадочного материала для рассматриваемого района. Кроме того генеральный северо-восточный перенос осадочного вещества в восточной половине Карского моря способствует поставке в исследуемый бассейн твердого стока р. Енисея. Наконец, следует упомянуть и о возможной роли Таймыра как поставщика осадочного материала. Вероятно, другие источники осадочного вещества играют второстепенную роль.

С литологической точки зрения вскрытый разрез (рис. 15) представляет собой однородную толщу темно-серых и черных терригенных пелитовых илов с рассеянными по колонке диагенетическими скоплениями гидротроилита и единичными раковинами двустворчатых моллюсков размером 3-7 мм (гор. 120, 250, 400 см), более многочисленными в гор. 713-757 см.

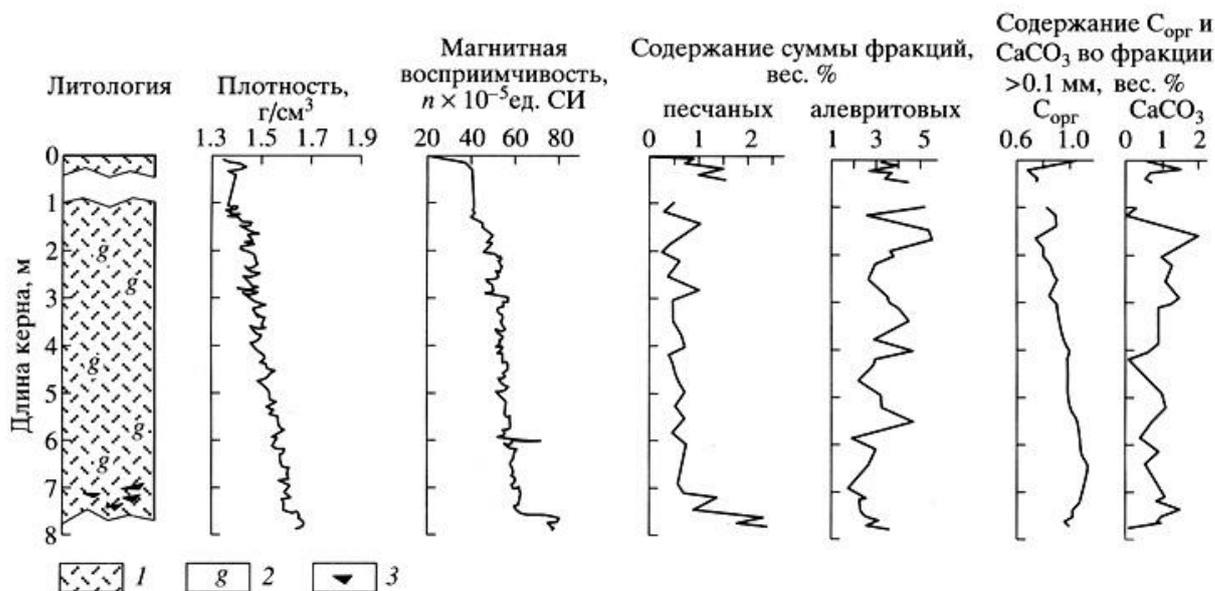


Рисунок 15. Литология и вещественный состав осадков. Условные обозначения: 1 – терригенные пелитовые илы, 2 – включения гидротроилита, 3 – раковины двухстворчатых моллюсков

Во фракции более 0.1 мм в гор. 750 см отмечены фрагменты мелководных бентических водорослей. Вниз по колонке наблюдается постепенное равномерное уплотнение донных осадков (от 0 до 750 см плотность натурального осадка меняется от 1.4 до 1.6 г/см³). Ниже вплоть до забоя происходит скачкообразное увеличение плотности до 1.7 г/см³. Гранулометрический состав исследованных отложений (по результатам анализа 39 образцов) весьма однороден. Содержание гравийной фракции, как правило, не превышает 0.1% (максимум отмечен в гор. 610 см - 0.46%). Суммарное содержание песчаных фракций (0.1-1.0 мм) обычно не достигает 1%, и лишь в самой нижней части разреза (ниже 750 см) составляет 1.5-2.4%. Сумма алевритовых фракций (0.01-0.1 мм) колеблется от 2 до 5%. Следовательно, в составе донных осадков абсолютно преобладают (более 90%) пелитовые фракции. Для гранулометрического состава всех образцов характерны одновершинные гистограммы с максимумом во фракции менее 0.001 мм.

Гранулометрический состав исследованных весьма однороден. В составе донных осадков абсолютно преобладают (более 90%) пелитовые фракции. При более подробном рассмотрении распределения суммарных содержаний песчаных и алевритовых фракций по разрезу можно выделить несколько горизонтов.

По распределению песчаных частиц намечаются следующие горизонты (сверху вниз): 0-50 см (с возрастанием концентраций вниз по разрезу), 50-275 см (со снижением и сильной изменчивостью концентраций), 275- 700 см (со стабильным содержанием песка), 700-780 см (с заметным быстрым возрастанием концентраций вниз по разрезу). Аналогичный анализ распределения алеврита позволяет выделить следующие горизонты (вниз по разрезу): 0-50 см (слабое общее возрастание концентраций), 50-550 см (сильная изменчивость содержаний на фоне некоторой средней величины), 550-675 см (снижение концентраций), 675-780 см (заметное быстрое возрастание содержания алеврита вниз по разрезу). Таким образом, выявлена как синхронность поведения песчаных и алевритовых частиц в некоторые периоды геологической истории, так и их относительная независимость, видимо, обусловленная действием отличавшихся седиментационных механизмов в другие периоды времени.

Влияют ли биогенные компоненты на изменение гранулометрического состава? Да, есть связь с содержанием углерода. Тренды распределения Сорг, с одной стороны, и песчано-алевритовых фракций, с другой, в горизонте 780-750 см носят противоположный

характер, что обусловлено приуроченностью органического вещества именно к пелитовым фракциям. Выше по разрезу эта закономерность выражена слабее.

Среди тяжелых минералов в колонке доминирует комплекс эпидот - черные рудные - клинопироксены (рис. 16).

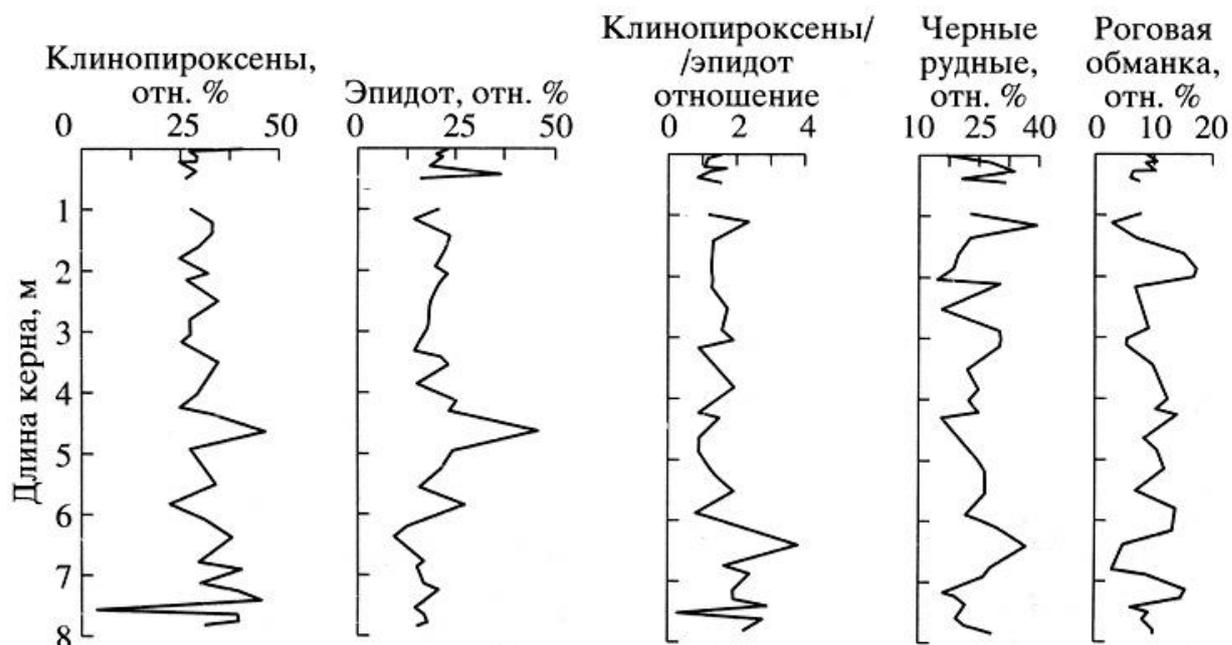


Рисунок 16. Распределение минералов во фракции 0,05-0,1 мм (Левитан и др., 2000)

В горизонтах 140-200 и 680-730 см наблюдается обогащение обыкновенной роговой обманкой. Сверху вниз до 570 см строение комплекса тяжелых минералов более или менее однообразно, а ниже - содержание эпидота заметно уменьшается и клинопироксен / эпидотовое отношение сильно возрастает. Для современных донных осадков восточной части Карского моря характерно повышенное содержание клинопироксенов и высокое клинопироксен/эпидотовое отношение за счет размыва пермь-триасовых траппов Западной Сибири и Таймыра. Поэтому можно предположить, что отмеченные выше особенности минерального состава горизонта ниже 570 см обусловлены усиленным выносом осадочного материала Енисеем и, частично, увеличением эрозии Таймыра. Эпизоды обогащения роговой обманкой, вероятно, можно объяснить вовлечением в размыв и поставку осадочного вещества гранитоидов о. Большевик.

Данные по магнитной восприимчивости несут информацию о содержании ферромагнитных минералов в донных осадках. Для поверхностного слоя осадков восточной части Карского моря совпадение повышенных значений магнитной восприимчивости и содержаний моноклинных пироксенов было проинтерпретировано как результат усиленного речного выноса как клинопироксенов, так и магнетита.

По результатам фораминиферового анализа колонку удалось расчленить на следующие горизонты (сверху вниз): 0-400, 400-740 и 740- 780 см. В верхнем горизонте наблюдается весьма низкая численность бентосных секреторных фораминифер это явление обусловлено сильным их растворением. В гор. 400-740 см раковины бентосных фораминифер довольно). Комплексы представлены 10-19 секреторными и 1-3 агглютинирующими видами в каждом образце. Здесь доминирует *Cassidulina reniforme* Norvang. Постоянно в заметных количествах присутствуют *Elphidium clavatum* Cushman, *Islandiella norcrossi* (Cushman), *Buccella frigida* (Cushman), *Haynesina orbiculare* (Brady), реже - *Elphidium bartletti* (Cushman) и *Pyrgo williamsoni* (Sylvestri). В гор. 740-780 см резко доминирует *E. clavatum*. Довольно многочисленны также *C. reniforme*, *H. orbiculare* и *P. williamsoni*. *C. reniforme*, *I. norcrossi* и *B. frigida* известны как типичные низкоарктические, относительно мелководные виды, обитающие на дне сезонно покрытых льдами арктических акваторий, а *E. clavatum* выдерживает и стрессовые условия, в частности, в районах выхода к морю ледников. *H. orbiculare* и *E. bartletti* указывают на пониженную соленость придонных вод.

Были датированы четыре раковины двустворчатых моллюсков, расположенных в исследованной колонке на глубинах 120, 250, 400 и 750 см (табл. 2). В этой же таблице дан их скорректированный возраст, приведены рассчитанные скорости седиментации и абсолютные массы накопления осадочного материала.

Таблица 2

Радиоуглеродная датировка раковин моллюсков, скорости седиментации и абсолютное накопление осадочного материала (Левитан и др., 2000)

Лабораторный номер	Горизонт, см	Радиоуглеродный возраст, лет	Ошибка, лет	Скорректированный возраст, лет	Горизонт, см	Скорости седиментации, см/тыс. лет	Абсолютные массы осадка, г/см ² /тыс. лет
Gif 98227	120	3150	±60	2710	0-120	44.2	33.3
Gif 98228	250	5680	±70	5240	120-250	51.4	43.2
Gif 98240	400	7340	±80	6900	250-400	90.4	80.2
Gif 98234	750	10450	±90	10010	400-750	112.5	106.0

Анализ таблицы приводит к следующим выводам: нижняя часть колонки (от забоя до 750 см) сформировалась до голоцена, видимо, в самом конце плейстоцена (конце позднего дриаса); мощность голоценовых отложений составляет 750 см; в течение голоцена происходило уменьшение скоростей седиментации и абсолютных масс накопления осадочного материала. Заметные уменьшения скоростей седиментации происходили, возможно, на уровне 10 тыс. лет и - более достоверно - на уровне 5.25 тыс. лет назад.

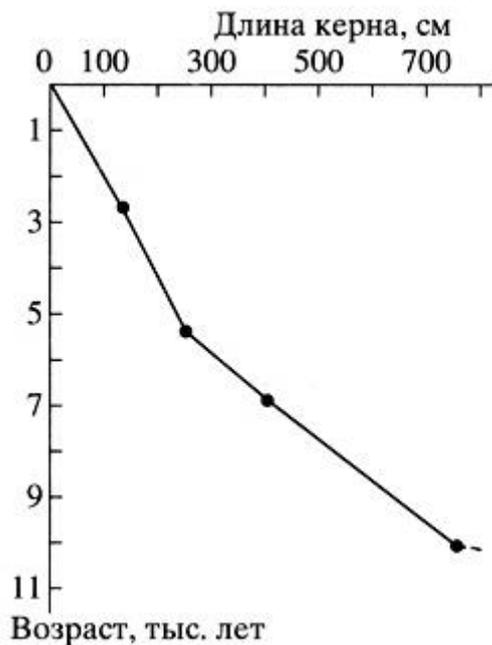


Рисунок 17. Возрастная модель (Левитан и др., 2000)

На острове Большевик зафиксировано локальное ледников, которое началось 18-19 т. л.н. Его максимум пришелся на 13-15 т. л.н. Судя по находкам торфов и остатков мамонтов возрастом 11.5 т. л. н. около края современного ледника, в это время разрастание ледника прекратилось. Однако подъем уровня моря с минимальных отметок -100-120 м ниже современных значений - начался еще 16 т. л.н. Очевидно, что перед началом голоцена (10.2-10.0 т. л.н.) в изученном районе шельфа существовали морские условия. уровень моря был заметно ниже, глубина не превышала 20-30 м, береговая линия располагалась заметно ближе к впадине шельфа, в бассейн поступали талые ледниковые воды и роль речного привноса была наиболее значительной за весь изученный отрезок времени. Скорости седиментации и интенсивность накопления осадочного материала, видимо, также были максимальными. В начале голоцена (10.0-8.8 т. л.н.) на о. Большевик зафиксирован климатический оптимум: существовала кустарниковая тундра, средняя летняя температура была выше современной на 4-6°C, активно формировались озера и болота в связи с деградацией ледника и развитием термокарста. Происходило быстрое повышение уровня моря и, в связи с этим, замедление скорости седиментации.

Важно отметить, что именно с окончанием климатического оптимума на суше связано ощутимое уменьшение привноса осадочного материала сибирскими реками, если судить по комплексам тяжелых минералов. К этому же рубежу также стабилизируется поступление в осадки алеврита. Следует указать, что усилившаяся поставка осадочного материала в долины о. Большевик, обусловленная таянием ледников, и зафиксированная также в осадках увеличением концентрации роговой обманки, не смогла увеличить скорость

шельфовой седиментации. Причиной этого явления возможно является более важная роль подъема базиса эрозии.

Последовавший затем на острове эпизод похолодания и разрастания оледенения (8.8- около 4 т. л.н.) во время пессимума совпал с заметным уменьшением скоростей седиментации (5.25 тыс. лет назад) и почти тотальным растворением секреторных бентосных фораминифер (6.9 т. л. н.) в шельфовых осадках.

Новое обогащение осадков роговой обманкой (4.9-3.4 т. л. н.) опять совпало с относительным потеплением и усилением эрозии на о. Большевик. Уменьшение суммарных концентраций и алевритовых, и песчаных фракций, происшедшее около 1.5 т. л.н. и продолжающееся вплоть до настоящего времени, достаточно четко может быть связано с подъемом уровня моря на 6 м, начавшимся 1.5-0.9 т. л.н.

Для исследованного района именно материал речных выносов Енисея играл главную роль в морской седиментации самого конца плейстоцена-голоцена, причем их относительное значение было гораздо выше в позднем дриасе-раннем голоцене. На уменьшение скорости седиментации в голоцене вероятно повлиял глобальный подъём уровня моря.

Выводы: в истории голоценового осадконакопления в исследованном районе Карского моря мы наблюдаем сочетание двух основных тенденций: глобальной и региональной. Глобальная тенденция представлена, главным образом, трендом неравномерного повышения уровня моря в послеледниковое время. О нем мы судим, в основном, по убыванию скоростей седиментации, абсолютных масс осадочного материала и поведению суммы алевритовых фракций в донных осадках голоцена. Региональная тенденция представлена, прежде всего, особенностями изменения вещественного состава морских осадков, отразившими вариации относительного значения различных источников осадочного материала и, в частности, убывание относительного вклада речных выносов Енисея в течение голоцена (Левитан и др., 2000).

В общих чертах историю голоценовой седиментации Карского моря можно представить так:

В гляциацию позднего плейстоцена (вторая изотопно-кислородная стадия) уровень моря находился примерно на 120 м ниже современного, т.е. море занимало Восточно-Новоземельский желоб, верхние части глубоководных желобов Св. Анны и Воронина, а также небольшие по площади мелководные районы, прилегающие к ним. При этом значительная часть современной акватории моря была покрыта континентальным ледником.

Голоценовые морские отложения начали формироваться в результате климатических изменений, повлекших таяние ледникового щита, увеличение речного стока и подъем уровня моря. Таким образом, основными источниками осадочного материала в раннем голоцене (10-

7 тысяч лет назад) были флювиально-гляциальные осадки. По мере деградации ледового щита флювиально-гляциальные осадки сменялись чисто флювиальными, т.е. речными. Последние 7-6 тысяч лет подъем уровня моря привел к затоплению речных долин Оби и Енисея, сформировав протяженные эстуарные зоны, далеко уходящие вглубь континента. Вместе с этим изменилось и положение геохимических барьерных зон река-море, сместившись вверх по течению рек. В настоящее время значительная часть твердого стока осаждается внутри эстуарных зон, формируя “иловые” банки. В поверхностном слое выделяются реликтовые плейстоценовые и голоценовые отложения. Последние, в свою очередь, делятся на четыре фациально-генетических типа: влекомые наносы, терригенно-эстуарные, терригенно-мелководно-морские и фоновые терригенно-морские. Главными потенциальными источниками осадочного материала голоценовых отложений являются речные взвеси, а также ледниковый материал Новой Земли и Северной Земли. При этом реликтовые отложения по своему литолого-геохимическому составу очень близки к влекомым наносам, что может указывать на то, что последние являлись доминирующим источником накопления плейстоценовых отложений.

Кластерный анализ указывает на высокую степень различия между тонкими взвесями речного стока Оби и Енисея. Однако эти различия сохраняются только в пределах терригенно-эстуарных отложений. За пределами эстуариев в терригенно-мелководно-морских отложениях эти различия в значительной степени нивелируются процессами смещения. В мелководно-морской зоне пресные речные воды, благодаря своей более низкой плотности по сравнению с морскими, растекаются по поверхности моря и вовлекаются в поверхностные Ямальское и Обь-Енисейское течения. Северная ветвь Ямальского течения переносит речные воды в сторону северной оконечности Новой Земли, а затем вдоль ее восточного побережья на запад и юго-запад в составе Восточно-Новоземельского течения. В эту ветвь вовлекаются преимущественно взвешенные частицы обского стока. Таким образом, влияние обского стока прослеживается также в осадках Восточно-Новоземельского желоба.

Другим потенциальным источником осадочного материала этого желоба является талый сток ледников архипелага. Учитывая несравнимо большие объемы обского речного стока по сравнению со стоком талых вод ледников Новой Земли, первые все же оказывают значительно большее влияние на химический состав донных осадков центральной части желоба. Ледниковый вынос из заливов Новой Земли формирует осадки с повышенным содержанием Са и Си. Таким образом, их содержания в донных осадках Карского моря могут указывать как на влияние енисейского стока в восточной части моря, так и на влияние ледников Новой Земли в Восточно-Новоземельском желобе.

Восточная ветвь Обь-Енисейского течения способствует активному перемешиванию речных вод Оби и Енисея и формирует шлейф осадков из речной взвеси, протягивающийся вдоль береговой линии от Енисейского залива до пролива Вилькицкого. Северная граница этого шлейфа нами не установлена в силу недостаточного количества станций на среднекарскоморской возвышенности. Этот шлей речного выноса способствует формированию аккумулятивного тела голоценовых осадков в восточной части моря. Их отличительной особенностью является сильное влияние енисейского стока и более грубый осадочный материал по сравнению с составом “иловых” банок внутри эстуариев из-за влияния придонных морских течений. Особую, с геохимической точки зрения, зону представляет собой глубоководная часть желоба Воронина. Здесь накапливаются осадки, испытывающие влияние ледового материала Северной Земли. Тем не менее, в целом, доминирующим осадочным материалом в желобе продолжает оставаться речная взвесь, переносимая северной ветвью Обь-Енисейского течения. Основным химическим элементом, отражающим зоны аккумуляции фоновых терригенно-морских осадков, является Mn. Его максимальные концентрации указывают на зоны наиболее высокой аккумуляции тонких биогенных и абиогенных взвесей, формирующихся непосредственно в морской среде или на границе смешения речных и морских вод. Максимально высокие содержания Mn приурочены к наиболее глубоководным районам Восточно-Новоземельского желоба и желоба Воронина. Седиментация. Модель рассеяния речной и ледниковой взвеси поверхностными течениями осложняется придонной циркуляцией, которая перераспределяет осевший на дно осадок.

Согласно пространственному распределению первых двух кластеров, основными зонами аккумуляции тонких взвесей является: 1) эстуарии Оби и Енисея (терригенно-эстуарные отложения), 2) мелководная область юго-восточного побережья моря от Енисейского залива до пролива Вилькицкого (терригенно-мелководно-морские отложения), а также 3) глубоководные части желобов: Восточно-Новоземельского и Воронина (фоновые терригенно-морские отложения). В отличие от эстуарных и мелководно-морских областей моря, подверженных влиянию морских течений и волн, механизм аккумуляции осадочного материала в глубоководных частях (> 300 м) желобов является “нормальным”, т.е. полностью контролируется морфологией дна. Помимо указанных зон в качестве района аккумуляции фоновых терригенно-морских отложений также следует указать глубоководную часть желоба Святой Анны.

Области аккумуляции голоценовых отложений на шельфе Карского моря, которые занимают ограниченные районы, непосредственно примыкающие к эстуарным зонам Оби и Енисея (аккумуляционное тело твердого речного стока), а также наиболее глубоководные

части желобов. Установлено, что влияние твердого стока рек на геохимический состав голоценовых донных осадков является доминирующим (Русаков и др., 2017).

Однако не все данные являются надёжно подтверждёнными. Позднечетвертичная история Карского моря продолжает оставаться предметом острой дискуссии. С одной стороны, М.Г. Гроссвальд по-прежнему отстаивает идею о существовании в валдайское время гигантского ледникового купола с центром в Карском море. С другой стороны, А.А. Величко и Ю.А. Павлидис предполагают, что подавляющая часть площади этого бассейна вообще не испытывала оледенения в валдае. Морская голоценовая история также вызывает много вопросов, например, о причинах диахронности климатического оптимума на суше и на море и об эволюции поставки осадочного материала крупнейшими реками Сибири Обью и Енисеем (Левитан и др., 2000).

3 СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

3.1 Оценка количественного содержания групп глинистых минералов по методике Бискайя

Важность изучения глинистых минералов связана с тем, что тонкодисперсный материал является основным компонентом донных отложений. Глинистые минералы можно использовать в качестве трассеров областей сноса, а также для прослеживания изменчивости этих областей во времени и реконструкции палеоциркуляций. Кроме того, глинистые минералы служат важными индикаторами условий осадконакопления в геологическом прошлом (Крупская и др., 2013).

Методика Бискайя получила широкое распространение в последние десятилетия на территории нашей страны в области морской геологии (Крылов, 2011) и почвоведения (Татьянченко, 2012) и успешно применяется в случаях, когда необходимо определить содержание глинистых минералов в исследуемых образцах. Это методика относится к полуколичественным методам анализа.

Впервые она была применена Бискайем в 60-х годах прошлого века для определения количественных соотношений минералов глинистых фракций из отложений Северной Атлантики.

Во многих случаях при пробоподготовке приходится удалять карбонат кальция, железо и кремнезём, содержащийся в исследуемом образце, а также разделять образцы на фракции, однако для наших исследований это не понадобилось. Ранее пробы насыщались ионами кальция, теперь же глинистые минералы насыщают этиленгликолем - кислородосодержащим органическим соединением, двухатомным спиртом, химическая формула которого: $C_2H_4(OH)_2$ (рис. 18). Помимо применения в морской геологии и почвоведение, этот спирт активно используется в различных сферах человеческой деятельности: в автомобильных антифризах, в производстве целлофана, при производстве конденсаторов

(<https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%AD%D1%82%D0%B8%D0%BB%D0%B5%D0%BD%D0%B3%D0%BB%D0%B8%D0%BA%D0%BE%D0%BB%D1%8C>).

Этиленгликоль

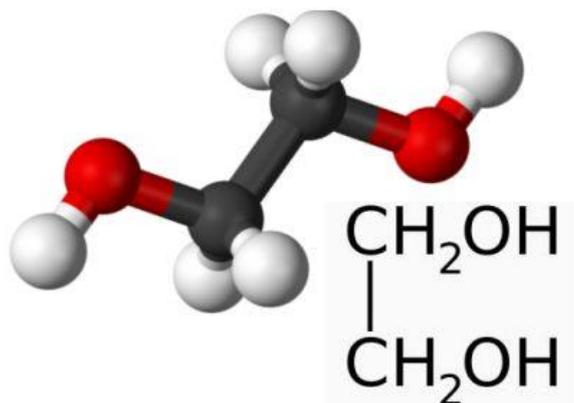


Рисунок 18. Этиленгликоль (<http://autoepoch.ru/wp-content/uploads/2017/02/ehtilenglikol.jpg>)

Подготовка к рентгенофазового анализу состояла в том, чтобы из имеющегося образца, содержащего фракции пелитовой размерности, приготовить тонкую взвесь на «шайбу», в которой бы отсутствовали более крупные частицы и в целом весь объём был бы распределён равномерно по стеклу. В результате механического взмучивания в химическом стакане взятых равномерно образцов после 5-ти минутного отстаивания (для исключения человеческого фактора время бралось по секундомеру с точностью до секунд) на стеклянную шайбу пипеткой равномерно поступал получившийся материал, при этом более крупные фракции всплывали и были отсеяны. Через 3-4 часа после проведённых операций образцы с глинистыми минералами были готовы для их исследования рентгенофазовым методом (рис. 19) .

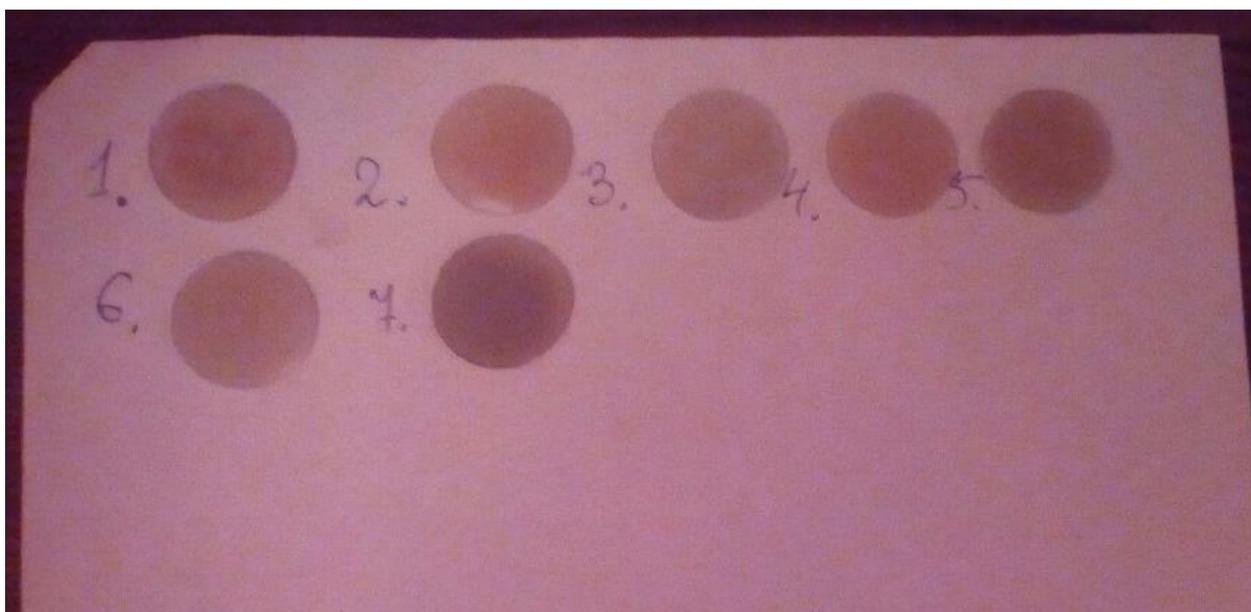


Рисунок 19. Этап пробоподготовки

Опознавание минерала посредством использования рентгенофазового анализа идёт благодаря базисному максимуму дифракции рентгеновских лучей, которые условно называют «пиками» (рис. 20) или же «отражениями».

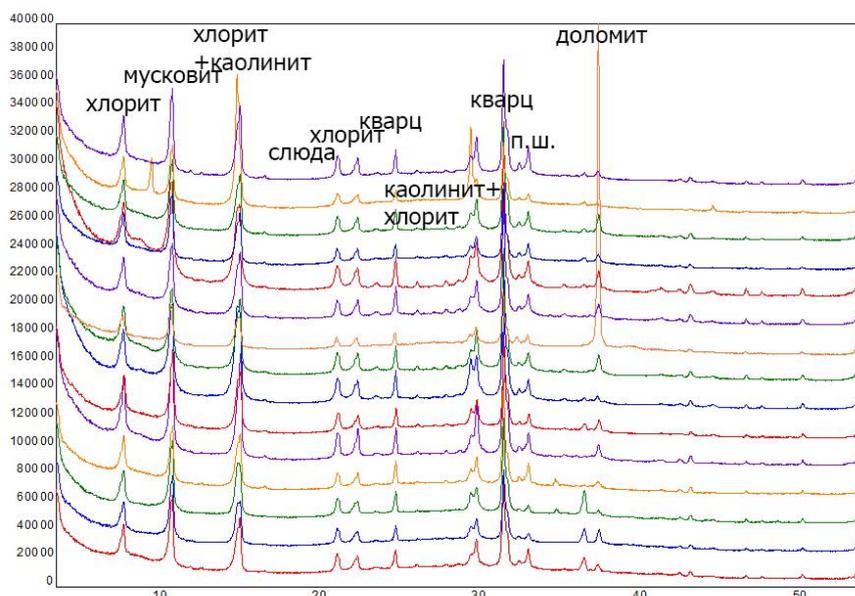


Рисунок 20. Дифрактограмма донных осадков

Благодаря этому впоследствии могут создаваться литологические карты с указанным распределением того или иного типичного глинистого минерала, например хлорита (рис.21).

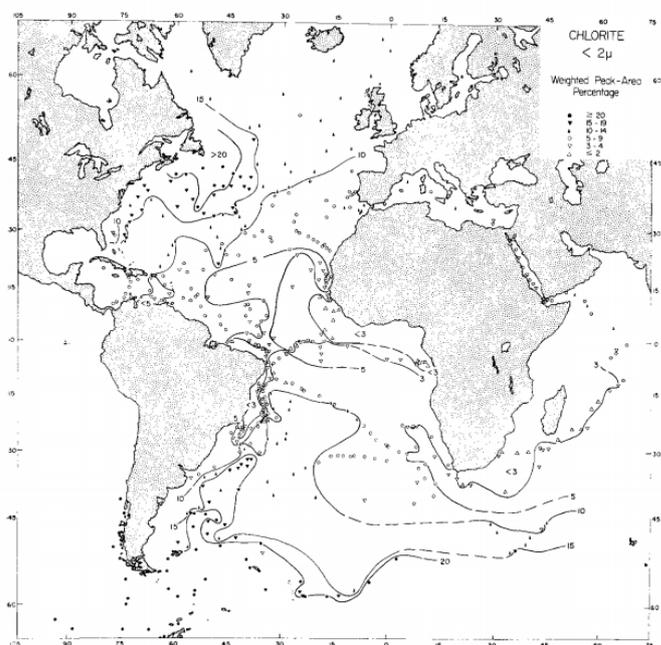


Рисунок 21. Распределение хлорита в Северной Атлантике (Biskaye, 1965)

В данной выпускной работе благодаря результатам рентгенофазового анализа и применённым математическим формулам в программе Excel были рассчитаны содержания глинистых минералов в каждой подготовленной пробе (табл. 3).

Процентное содержание глинистых минералов в исследуемых пробах

№ точки	Smectite	Illite	Kaolinite	Chlorite	Sum
1701Б	0	67	16	16	100
1702Б	2	57	14	27	100
1703Б	0	60	14	26	100
1704Б	4	59	17	20	100
1705Т	2	58	11	29	100
1706Б	2	74	10	15	100
1707Б	0	41	47	12	100
1708Б	4	68	11	17	100
1709Б	0	75	10	15	100
1710Т	2	69	12	18	100
1711Т	5	80	4	12	100
1712Т	4	59	13	24	100
1713Б	1	64	13	22	100
1714Б	0	81	7	12	100
1715Б	5	60	10	25	100

Также была составлена сводная таблица средних и максимальных значений для каждого из минералов (табл.4).

Таблица 4

Минимальное, максимальное и среднее значение минералов (в процентах)

	Smectite	Illite	Kaolinite	Chlorite
минимум	0	41	4	12
максимум	5	81	47	29
среднее	2,07	64,8	13,93	19,33

Обращает на себя внимание малое содержание смектита, что не всегда коррелирует с полученными данными исследований в смежных районах при схожих геолого-географических обстановках.

Например, несколько иначе выглядит распределение глинистых минералов в районе желоба Святой Анны (рис. 22)(табл. 5).

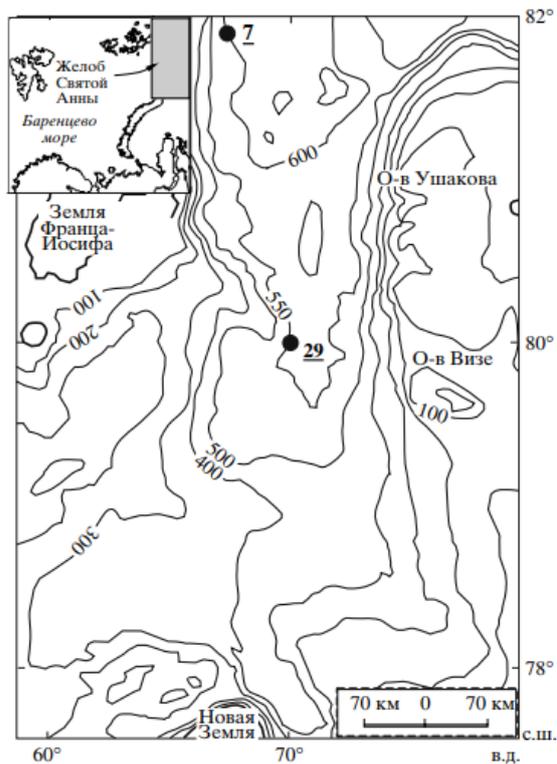


Рисунок 22. Батиметрия и расположение грунтовых колонов в желобе Святой Анны (Крылов, 2008)

Таблица 5

Содержание глинистых осадков в верхнечетвертичных осадках жёлоба Святой Анны (Крылов, 2008)

Глубина, см	Сметит		Иллит		Каолинит		Хлорит	
	AWI	СПбГУ	AWI	СПбГУ	AWI	СПбГУ	AWI	СПбГУ
10–20		3		71		4		22
25–35	14	5	46	66	18	8	22	21
45–55	17	6	42	65	19	9	22	20
75–85	19	8	41	63	18	3	22	26
Среднее	17	6	43	66	18	6	22	22
87–97	26	9	36	65	17	1	20	25
107–120	20		42		18		21	
144–154	5		42		27		26	
154–164	8		44		24		25	
Среднее	15	9	41	65	21	1	23	25
165–174	14		34		26		27	
184–194	14		37		24		25	
Среднее	14		35		25		26	

Соответственно, верно будет предположить о некоторых других источниках сноса и условиях осадконакопления, нежели в районе острова Комсомолец.

Похожим выглядит распределение глинистых минералов в отложениях вблизи хребта Менделеева (рис. 23) (табл. 6).

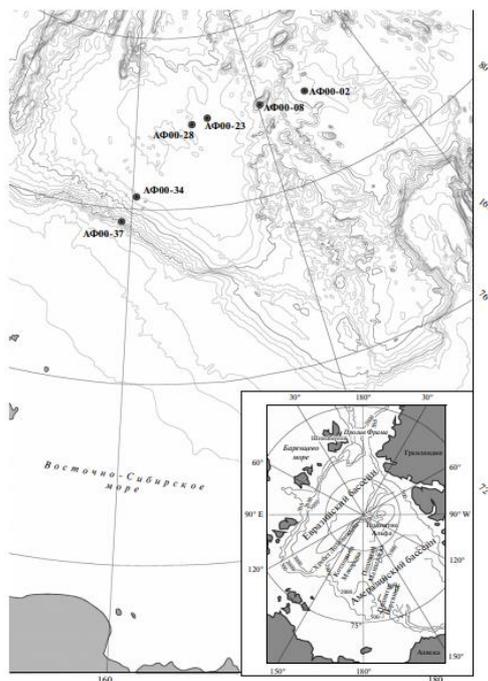


Рисунок 23. Географическое положение точек отбора (Крылов, 2013)

Таблица 6

Процентное содержание глинистых минералов (Крылов, 2013)

Смектит	Иллит	Каолинит	Хлорит	Станция
4.7	60.7	13.3	21.3	АФ00-02
2–11/1.64	52–65/3.12	10–20/2.22	18–24/1.36	N = 39
5.1	57.9	14.5	22.5	АФ00-08
1–8/1.54	46–63/4.71	11–25/3.56	20–27/1.64	N = 36
4.4	61.6	11.8	22.2	АФ00-23
2–10/1.83	49–68/4.07	7–21/2.31	20–26/1.26	N = 36
4.6	61.6	11.8	21.9	АФ00-28
1–12/1.84	46–67/3.90	8–23/2.48	19–25/1.24	N = 50
5.9	61.2	11.9	21.0	АФ00-34
2–12/1.97	49–68/5.59	9–20/2.77	17–25/1.91	N = 21
4.2	62.1	10.9	22.9	АФ00-37
2–12/2.99	53–66/3.27	8–14/1.27	20–25/1.43	N = 23

Как видно из приведённых выше таблиц на обоих исследуемых участках преобладают минералы группы иллита, далее в порядке уменьшения следуют представители групп хлорита, каолинита и смектита соответственно. Содержание смектита при этом не превышает 6 процентов.

Стоит отметить, что распределение хлорита не будет являться чётким индикатором областей сноса, его распределение в осадках арктического шельфа равномерно и однообразно (Крылов, 2013). Что касается смектита, то его максимумы приходятся

обыкновенно на эстуарии Енисея и реки Обь и повышенные содержания в основном фиксируются в районе Новой Земли и тропе Святой Анны.

Предполагаю, что различными значениями смектита обусловлены различиями глубин и проникающих течений, а также тем, что в районе острова Комсомолец смектит может поступать в небольшом количестве с базальтов Франца-Иосифа либо с берегов Северной Земли, что оправдывает его столь малое содержание в исследуемых пробах.

Источником каолинита на территории у острова Комсомолец является раннемиоценовая кора выветривания, которая представлена глинами каолинитового состава и имеется на острове Большевик.

3.2 Гранулометрический ситовой анализ

В данной работе применялся *пипеточный метод*.

Пипеточный метод (или метод Робинсона — Качинского). Применяется для анализа глинисто-алевритовых пород и фракций в породах, содержащих более 10 % размером частиц менее 0,01 мм. Из средней пробы на аналитических весах берутся две навески: одна для гранулометрического анализа, другая для определения влажности.

Для анализа берут навеску в 6 грамм, заливают дистиллированной водой и отстаивают в течение 24 часов. Через 1 сутки воду сливают, а размокшую глину растирают резиновым пестиком в течение 1—2 часов, добавляют дистиллированную воду и переводят в цилиндр вместимостью 0,5 литр. В цилиндр доливают дистиллированную воду до верхнего уровня (общего объема 0,5 л). В этот же объем входит пептизатор (пирофосфат натрия и аммиак), добавляемый для предотвращения коагуляции суспензии. Суспензию взмучивают мешалкой или путем переворачивания и берут пробы с глубины 10 см от верхнего уровня через соответствующие интервалы времени: для частиц < 0,05 мм – через 45 с, для частиц < 0,01 мм - через 18 мин 10 с, для частиц < 0,005 мм – через 6 ч и для частиц < 0,001 мм – через 24 ч.

Из пипетки, которой берется проба, суспензия переводится во взвешенные на аналитических весах (с точностью до 0,0001) фарфоровые чашки, выпаривается, высушивается до постоянной массы и взвешивается после охлаждения в эксикаторе также на аналитических весах. Оставшаяся после отбора указанных фракций суспензия пропускается через сито с диаметром отверстий 0,25 мм. Частицы, оставшиеся на сите, высушивают и взвешивают. Содержание каждой фракции определяют по формуле:

$$x = P_x V_x (100 - c) / V_1 B, \quad (1)$$

где: x - содержание определяемой фракции, %, меньше данного размера в объеме пробы, т. е. взятой навески; P_x — масса определяемой фракции в объеме пипетки после выпаривания, г; V_1, V_2 – объёмы пипетки (обычно 25 мл) и цилиндра (500 мл); B - масса

навески в абсолютно сухом состоянии, т. е. с поправкой на влажность и на содержание воднорастворимых солей; с - содержание фракции крупнее 0,25 мм, %.

В данной работе наши пробы были разделены на 13-ть фракций. Важно отметить, что являлось конечной целью проведение этого вида анализа.

Фракционный состав осадков является функцией гранулометрического состава пород областей сноса, динамики среды переноса, динамики среды седиментации, физико-химических и химических условий формирования осадков (Логвиненко, 1985). Тем не менее, нужно с осторожностью делать скорые выводы об условиях переноса, так как связь между статистическими данными гранулометрического анализа и интерпретацией не всегда является очевидной. Результат проведенного анализа приведен ниже в таблице (табл. 7).

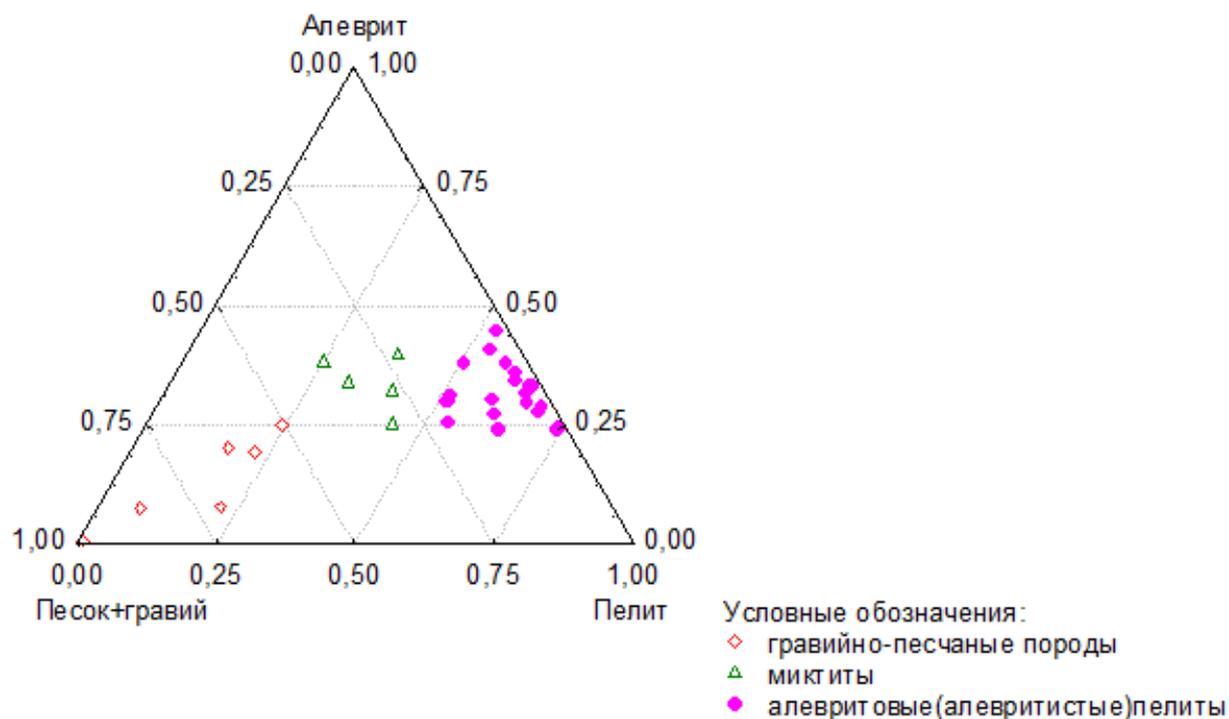
Таблица 7

Литологический состав проб и их классификация

№ п/п	№ пробы	Безруков, Лисицын гравий			Логвиненко гравий			песок			по Логвиненко	
		> 1	песок 1-0,1	алеверит 0,1-0,01	пелит < 0,01	> 1	песок 1-0,05	алеверит 0,5-0,005	пелит < 0,005			
1	1701 Б (0-1 см)	2,2	74,1	12,3	11,4	2,2	82,7	7,5	7,5	песок (Пс)	Безруков, Лисицын	пелитисто-алеверитистый Песок (пп-АПс)
2	1701 Т (0-1 см)	0,1	37,3	33,3	29,2	0,1	52,1	25,4	22,3	пелитисто-алеверитовый песок (ппАПс)		миктит
3	1702 Б (0-5 см)	0,1	33,8	40,2	25,9	0,1	52,5	27,0	20,4	пелитисто-алеверитовый песок (ппАПс)		миктит
4	1702 Б (5-7 см)	0,1	30,7	41,1	28,2	0,1	50,6	24,9	24,4	пелитисто-алеверитистый песок (ппАПс)		миктит
5	1703 Б (0-5 см)	0,3	18,5	50,4	30,6	0,3	36,1	38,3	25,0	миктит		песчанисто-пелитовый Алеверит (пс-Пл-А)
6	1704 Б (0-3 см)	0,0	1,3	30,3	68,3	0,0	5,3	40,7	53,9	алеверитовый пелит		алеверитовый пелит (АПл)
7	1705 Т (0-5 см)	0,4	3,1	34,1	62,1	0,4	11,2	37,9	50,2	песчанисто-алеверитовый пелит (псАПл)		алеверитовый пелит
8	1706 Б (0-5 см)	8,1	10,4	29,5	51,9	8,1	18,9	32,4	40,5	миктит		песчанисто-алеверитовый пелит (пс-А-Пл)
9	1707 Б (0-5 см)	8,8	82,8	7,4	1,0	8,8	89,6	1,0	0,6	песок (Пс)		песок (Пс)
10	1708 Б (0-5 см)	23,3	26,4	25,8	24,3	23,3	46,7	7,9	21,9	миктит		полимиктит (ПМ)
11	1709 Б (0-3 см)	2,4	4,4	25,3	67,9	2,4	9,8	29,5	58,3	алеверитовый пелит (АПл)		алеверитовый пелит (АПл)
12	1709 Т (0-3 см)	1,5	6,0	21,5	71,0	1,5	10,6	24,4	63,4	алеверитистый пелит (аПл)		алеверитистый пелит (аПл)
13	1710 Т (0-5 см)	0,0	7,0	41,4	51,5	0,0	27,0	32,5	40,4	миктит		алеверитовый пелит
14	1711 Т (0-5 см)	0,0	6,6	29,2	64,1	0,0	17,2	31,3	51,4	песчанисто-алеверитовый пелит (псАПл)		алеверитовый пелит
15	1712 Т (0-5 см)	0,0	1,6	26,2	72,1	0,0	3,8	38,0	58,1	алеверитовый пелит (АПл)		алеверитовый пелит
16	1713 Б (0-4 см)	0,1	26,6	52,6	20,7	0,1	62,3	20,3	17,1	пелитисто-алеверитистый песок (ппАПс)		пелитисто-песчаный алеверит (пп-ПсА)
17	1714 Б (0-4 см)	0,1	32,4	40,8	26,5	0,1	58,2	19,5	22,0	алеверитисто-пелитистый песок (апПс)		миктит
18	1715 Б (0-5 см)	0,0	10,4	42,6	46,9	0,0	22,3	40,1	37,5	миктит		миктит
19	1716 Б (0-5 см)	4,4	17,5	25,2	52,9	4,4	26,2	25,5	43,9	миктит		песчанисто-алеверитовый пелит (пс-А-Пл)
20	1717 Б (0-4 см)	0,0	3,7	21,2	74,7	0,0	11,4	32,1	56,1	песчанисто-алеверитовый пелит (псАПл)		алеверитистый пелит (аПл)
21	1717 Б (4-7 см)	0,1	3,1	18,1	78,7	0,1	9,8	30,7	59,4	алеверитовый пелит (АПл)		пелит
22	1718 Б (0-3 см)	0,0	1,2	14,5	84,3	0,0	2,7	32,4	64,9	алеверитовый пелит (АПл)		алеверитистый пелит (аПл)
23	1719 Б (0-3 см)	0,0	1,2	10,5	89,2	0,0	2,3	33,4	64,4	алеверитовый пелит (АПл)		алеверитистый пелит (аПл)
24	1720 Т (0-5 см)	0,0	0,5	11,8	87,7	0,0	1,2	24,6	74,2	алеверитистый пелит (аПл)		алеверитистый пелит (аПл)
25	1721 Т (0-3 см)	0,0	13,1	42,7	44,1	0,0	34,0	34,2	31,5	миктит		миктит
26	1722 Т (0-3 см)	1,4	8,1	27,9	62,7	1,4	17,3	30,3	51,0	песчанисто-алеверитовый пелит (псАПл)		алеверитовый пелит
27	1723 Т (0-5 см)	0,0	1,2	13,4	85,5	0,0	3,3	27,9	68,8	алеверитовый пелит (АПл)		алеверитистый пелит (аПл)
28	1724 Т (0-3 см)	0,1	1,4	13,4	85,0	0,1	3,1	36,1	60,6	алеверитовый пелит (АПл)		алеверитистый пелит (аПл)
29	1725 Т (0-3 см)	0,0	1,8	18,9	79,2	0,0	4,1	29,8	66,0	алеверитовый пелит (АПл)		алеверитистый пелит (аПл)
30	1726 Т (0-3 см)	0,4	1,8	14,8	83,1	0,4	3,7	34,4	61,5	алеверитовый пелит (АПл)		алеверитистый пелит (аПл)
31	1727 Т (0-3 см)	0,0	1,3	12,8	85,8	0,0	2,4	45,0	52,6	алеверитовый пелит (АПл)		алеверитистый пелит (аПл)
32	1728 Т (0-5 см)	0,0	2,5	18,2	79,2	0,0	4,0	34,4	61,5	алеверитовый пелит (АПл)		алеверитистый пелит (аПл)
33	1729 Т (0-5 см)	0,0	1,8	15,0	83,3	0,0	3,6	31,8	64,6	алеверитовый пелит (АПл)		алеверитистый пелит (аПл)
34	1730 Т (0-3 см)	0,0	0,9	15,2	83,9	0,0	1,6	33,3	65,2	алеверитовый пелит (АПл)		алеверитистый пелит (аПл)
35	1731 Т (0-3 см)	0,0	1,1	15,7	83,0	0,0	2,0	29,1	68,7	алеверитовый пелит (АПл)		алеверитистый пелит (аПл)
36	1732 Т (0-3 см)	0,4	7,8	26,6	65,1	0,4	17,8	30,3	51,4	песчанисто-алеверитовый пелит (псАПл)		алеверитовый пелит
37	1733 Т (0-3 см)	0,0	1,0	7,4	91,6	0,0	1,5	24,2	74,2	алеверитистый пелит (аПл)		пелит
38	1734 Т (0-3 см)	0,0	3,9	20,7	75,3	0,0	11,3	27,4	61,3	песчанисто-алеверитовый пелит (псАПл)		алеверитистый пелит (аПл)
39	1735 Т (0-3 см)	1,1	11,1	27,0	60,5	1,1	19,3	25,6	53,7	песчанисто-алеверитовый пелит (псАПл)		песчанисто-алеверитовый пелит (пс-А-Пл)

Обработав данные, указанные в таблице 7 в программе Statistica 7.0 (https://www.youtube.com/watch?v=1lv5vC_bg-U), получена была следующая треугольная диаграмма (табл. 8):

Литологическая классификация отобранных проб



Для каждой пробы тип породы приведен в таблице (табл.9).

Таблица 9

Литологическая классификация отобранных проб

№ пробы	пес-грав	алеврит	пелит	Тип
1	85,0	7,5	7,5	гравийно-песчаная порода
2	50,7	24,9	24,4	гравийно-песчаная порода
3	36,5	38,3	25,0	миктит
4	5,3	40,7	53,9	алевритовый пелит
5	11,6	37,9	50,2	алевритовый пелит
6	27,0	32,4	40,5	миктит
7	98,4	1,0	0,6	гравийно-песчаная порода
8	70,0	7,9	21,9	гравийно-песчаная порода
9	12,1	24,4	63,4	алевритистый пелит
10	27,0	32,5	40,4	миктит
11	17,2	31,3	51,4	алевритовый пелит
12	3,8	38,0	58,1	алевритовый пелит
13	62,4	20,3	17,1	песчано-гравийная

				порода
14	58,3	19,5	22,0	гравийно-песчаная порода
15	22,3	40,1	37,5	миктит
16	30,6	25,5	43,9	миктит
17	9,9	30,7	59,4	алевритовый пелит
18	2,8	32,4	64,9	алевритовый пелит
19	2,3	33,4	64,4	алевритовый пелит
20	1,2	24,6	74,2	алевритистый пелит
21	34,0	34,2	31,5	миктит
22	18,7	30,3	51,0	алевритовый пелит
23	3,3	27,9	68,8	алевритовый пелит
24	3,2	36,1	60,6	алевритовый пелит
25	4,1	29,8	66,0	алевритовый пелит
26	4,1	34,4	61,5	алевритовый пелит
27	2,4	45,0	52,6	алевритовый пелит
28	4,0	34,4	61,5	алевритовый пелит
29	3,6	31,8	64,6	алевритовый пелит
30	1,6	33,3	65,2	алевритовый пелит
31	2,0	29,1	68,7	алевритовый пелит
32	18,2	30,3	51,4	алевритовый пелит
33	1,5	24,2	74,2	алевритистый пелит
34	11,3	27,4	61,3	алевритовый пелит
35	20,4	25,6	53,7	алевритовый пелит

По полученным данным была сделана литологическая карта в пределах исследуемой акватории (рис. 24).

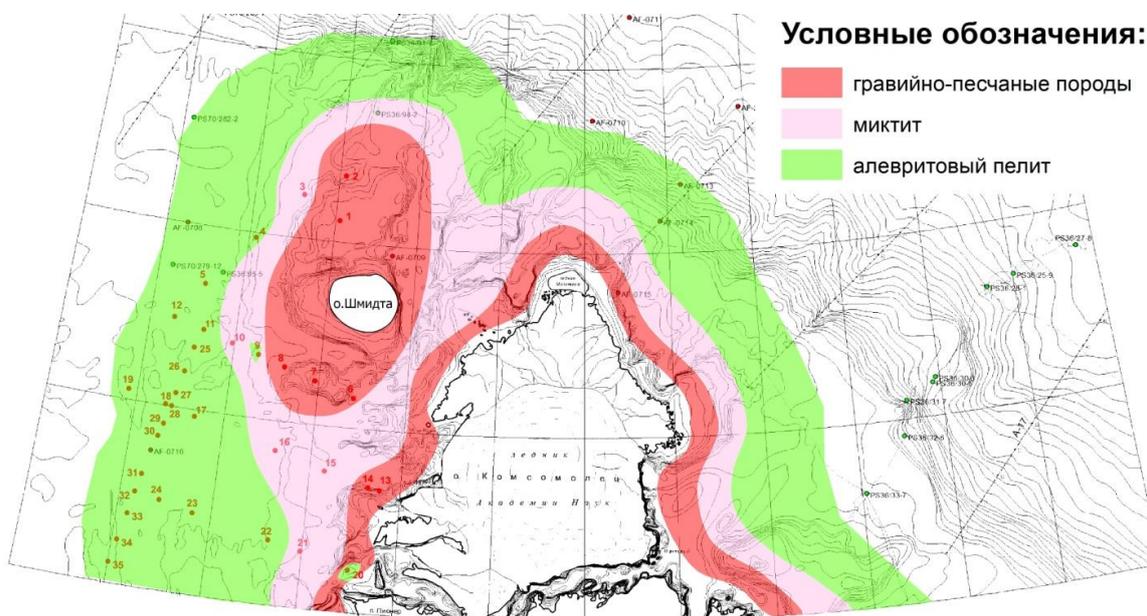


Рисунок 24. Литологическая карта исследуемой акватории

Были рассчитаны статистические параметры:

- средний размер осадков
- стандартное отклонение

- нормированная энтропия

Функция нормированной энтропии H_r имеет важные свойства:

- 1) учитывает весь гранулометрический состав породы
- 2) изменяется в пределах $0 \leq H_r \leq 1$, что позволяет легко интерпретировать

численное значение энтропии

- 3) не требует построения кумулятивных кривых

(http://www.vsegei.ru/ru/info/geodictionary/article.php?ELEMENT_ID=86251)

Формулы, использованные в данной работе для расчётов:

1. Средний размер осадков

$$\bar{x}_a = \frac{\sum f m_m}{100}, \quad (2)$$

где: x_a – средний размер осадка, f - частота в процентах; m_m - средняя точка каждого интервала класса в метрических (мм) единицах,

2. Стандартное отклонение

$$\sigma_a = \sqrt{\frac{\sum f (m_m - \bar{x}_a)^2}{100}}, \quad (3)$$

где: σ_a – стандартное отклонение, пояснение других значений дано выше к формуле (2)

3. Нормированная энтропия

$$H_r = \frac{\sum_{j=1}^k P_j \ln P_j}{\ln k}, \quad (4)$$

где: H_r – нормированная энтропия, k – число фракций, P_j – вероятность присутствия в анализе частицы размером, попадающим в j -фракцию, $\ln k$ – максимально возможная энтропия для k -го числа фракций (Левчук, 1984).

В результате были получены следующие данные (табл. 10).

Таблица 10

Статистические параметры донных отложений

№пробы	Энтропия	Среднее	Ст.отклонение
1701 Б(0-1)	0,804	0,247	0,185
1701 Т(0-1)	0,854	0,090	0,105
1702 Б(0-5)	0,861	0,090	0,101
1702 Б(5-7)	0,852	0,083	0,096
1703 Б(0-5)	0,809	0,070	0,119
1704 Б(0-3)	0,607	0,015	0,033
1705 Т(0-5)	0,673	0,026	0,078
1706 Б(0-5)	0,813	0,123	0,280
1707 Б(0-5)	0,724	0,301	0,289
1708 Б(0-5)	0,833	0,321	0,406
1709 Б(0-3)	0,683	0,051	0,174
1709 Т(0-3)	0,652	0,040	0,136
1710 Т(0-5)	0,759	0,035	0,059
1711 Т(0-5)	0,721	0,028	0,058
1712 Т(0-5)	0,593	0,014	0,036
1713 Б(0-4)	0,739	0,073	0,070
1714 Б(0-4)	0,765	0,075	0,080
1715 Б(0-5)	0,771	0,040	0,071
1716 Б(0-5)	0,846	0,105	0,231
1717 Б(0-4)	0,663	0,019	0,045
1717 Б(4-7)	0,648	0,018	0,056
1718 Б(0-3)	0,569	0,018	0,011
1719 Б(0-3)	0,572	0,009	0,032
1720 Т(0-5)	0,532	0,007	0,026
1721 Т(0-3)	0,794	0,045	0,064
1722 Т(0-3)	0,713	0,042	0,126
1723 Т(0-5)	0,580	0,010	0,030
1724 Т(0-3)	0,577	0,011	0,043
1725 Т(0-3)	0,582	0,013	0,042
1726 Т(0-3)	0,595	0,016	0,073
1727 Т(0-3)	0,583	0,011	0,038
1728 Т(0-5)	0,595	0,013	0,037
1729 Т(0-5)	0,581	0,012	0,037
1730 Т(0-3)	0,550	0,009	0,028
1731 Т(0-3)	0,548	0,010	0,030
1732 Т(0-3)	0,733	0,033	0,085
1733 Т(0-3)	0,513	0,007	0,025
1734 Т(0-3)	0,655	0,018	0,041
1735 Т(0-3)	0,738	0,048	0,130

Значения энтропии несколько превышают те, которые можно было ожидать, визуально оценивая степень сортировки осадка, а также сравнивая показатели нормированной энтропии, вычисленные в курсовых работах на предыдущих курсах. Предположительно, несколько завышенные значения нормированной энтропии связаны с большим количеством осадков мелкой размерности (менее 0,01 мм) и в следствии этого – недостаточной точностью расчётов. Была составлена карта нормированной энтропии (рис. 25).



Рисунок 25. Карта распределения нормированной энтропии

Для последовательной интерпретации полученных данных автор опирался на работы предыдущих исследователей особенностей литологии и динамики Карского моря – Иванова Г. И., Левитана М. А., Крылова А. А и других.

Были построены эмпирические полигоны распределения (ЭПР) для каждой пробы. ЭПР строится в следующих координатах: конечные размеры фракций в логарифмическом масштабе по оси абсцисс, соответствующие каждой фракции весовые проценты в арифметическом масштабе - по оси ординат. Эмпирические полигоны распределений позволяют оценить на глаз весь гранулометрический спектр осадка, который может быть достаточно сложным. Построение ЭПР является простым, наглядным и самым полным способом изображения гранулометрических анализов. ЭПР наиболее полно отражает структуру осадка, которая, в свою очередь, определяется ее генезисом. Близкие к ЭПР кумулятивные кривые уступают по представительности и наглядности ЭПР, особенно при изучении и сопоставлении отдельных частей распределений. Выявление "ассоциаций гранулометрических спектров" (или ассоциаций однотипных серий ЭПР) и направленности процессов структурной трансформации в пределах каждой ассоциации является важнейшим диагностическим признаком для установления фациальной принадлежности осадков (Котельников, 1989). Ниже будут представлены наиболее характерные ЭПР исследуемой акватории. В полном виде построенные эмпирические полигоны распределения для каждой точки пробоотбора имеются в приложении 1.

При анализе гранулометрического состава позднеголоценовых осадков акватории у островов Комсомолец и Шмидта в пределах листа государственной карты U-45-48 были выделены четыре зоны, отложения каждой из которых имеют характерный вид ЭПР, будут определяться фракционной структурой (рис. 26, табл. 11) и вычисленными

гранулометрическими параметрами (в первую очередь, значениями нормированной энтропии). Более подробно общая таблица статистических параметров для каждой пробы представлена в приложении 2.

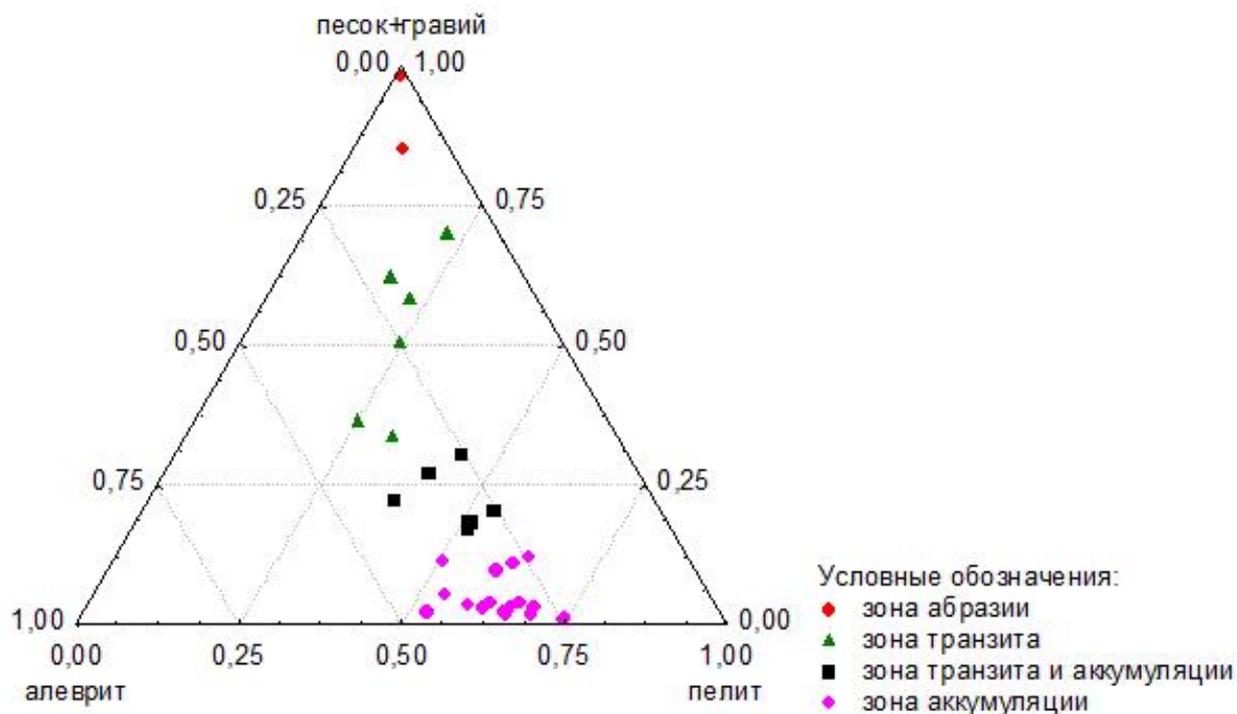


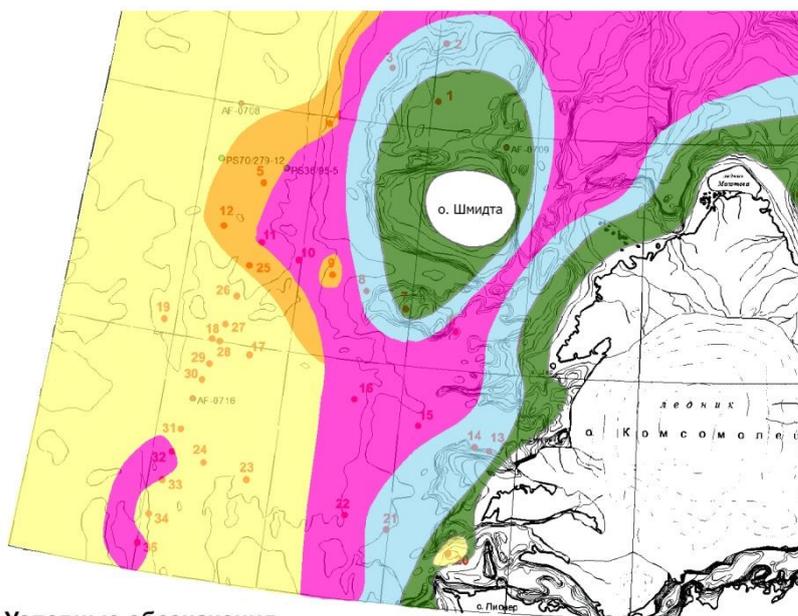
Рисунок 26. Фракционная структура осадков различных динамических зон

Таблица 11

Статистические параметры осадков различных динамических зон

Статистические параметры	ср. размер	ст.отклон	н.энтропия	пес-грав	алеврит	пелит
Зона абразии(2 точки)						
Среднее	0,274	0,237	0,764	91,7	4,3	4,1
Максимум-минимум	0,247-0,301	0,185-0,289	0,724-0,289	85,0-98,4	1,0-7,5	0,6-7,5
Зона транзита(6 точек)						
Среднее	0,111	0,139	0,799	52,0	24,2	23,7
Максимум-минимум	0,045-0,321	0,064-0,406	0,739-0,852	34,0-70,0	7,9-38,3	17,1-31,5
Зона транзита и аккумуляции(8 точек)						
Среднее	0,076	0,130	0,762	22,7	31,0	46,2
Максимум-минимум	0,028-0,123	0,058-0,280	0,713-0,846	17,2-30,6	25,5-40,1	37,5-53,7
Подзона преимущественной аккумуляции(5 точек)						
Среднее	0,022	0,065	0,621	7,4	34,2	58,3
Максимум-минимум	0,013-0,040	0,036-0,136	0,582-0,673	4,1-12,1	24,4-40,7	50,2-66,0
Подзона устойчивой аккумуляции(14 точек)						
Среднее	0,012	0,036	0,578	3,79	31,76	64,42
Максимум-минимум	0,007-0,018	0,011-0,056	0,513-0,655	1,2-11,3	24,2-45,0	52,6-74,2

Выделенные зоны будут отражать различную динамику осадконакопления и соответствовать следующим динамическим типам: *абразии, транзита, аккумуляции и транзита и аккумуляции* (рис. 27).



Условные обозначения

- зона абразии
- зона транзита
- зона транзита и аккумуляции
- подзона устойчивой аккумуляции
- подзона преимущественной аккумуляции

Рисунок 27. Карта динамических типов осадков

Рассмотрим подробнее каждую зон, которая имеет свои особенности и характеристики и представлена в разных частях исследуемой области.

Зона абразии представлена локально у островов Комсомолец и Шмидта. Точно задокументирована в донных осадках в точках №1 и №7. Глубины составляют порядка 50-100 метров и несколько больше. Содержание песчано-гравийного материала наиболее велико среди всех зон и может достигать до 98%. ЭПР одновершинные, крутонаклонные в «песчаной» области (рис. 28).

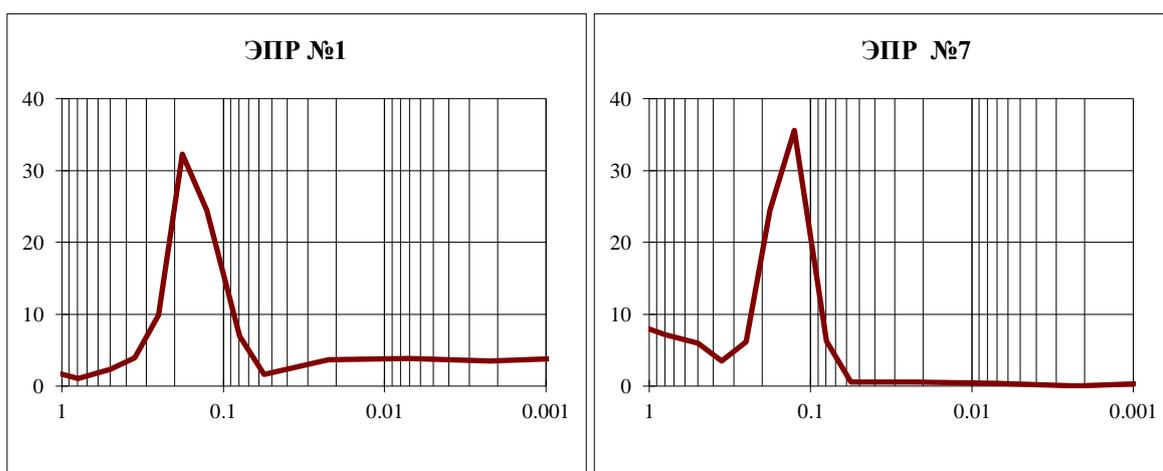


Рисунок 28. Типичные ЭПР зоны абразии

Зона транзита примыкает к зоне абразии, находится в непосредственной близости от островов, в 25-35 километрах. Глубины здесь составляют порядка 100-150 метров. Здесь

осадки представляют собой миктиты и гравийно-песчаные породы. Осадки сортированы хуже всего из всех зон – среднее значение нормированной энтропии по Романовскому составляет 0,799. В сравнении по литологическому составу с зоной абразии отчётливо прослеживается резкое увеличение алевритового и пелитового материала (среднее 24,2% против 4,3 и 23,7 против 4,1), однако песчаного материала достаточно много (до 70%). ЭПР чётко би- и полимодальны (рис. 29).

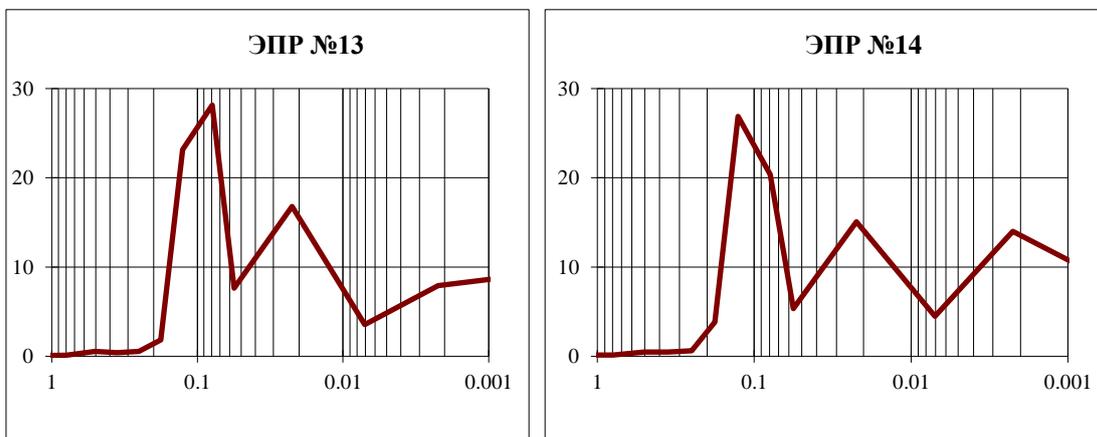


Рисунок 29. Типичные ЭПР зоны транзита.

В *зоне транзита и аккумуляции* представлена достаточно широко. В ней уменьшается количество песчаной-гравийно фракций и преобладающую позицию занимают осадки пелитовой размерности(до 46%). Осадки в данной зоне – это миктиты(4 точки) и алевритовые пелиты(4 точки). Сортировка всё ещё достаточно плохая(значение нормированной энтропии – 0,762), однако по значительному количеству материала мелкой размерности можно с убедительностью говорить о том, что процессы аккумуляции играют важную роль в данной зоне. Наибольшее количество алевритовых частиц наблюдается в точке №15 – 40,7 %, что может свидетельствовать о близком источнике сноса в данной области. В целом, перенос осадочного материала осуществляется в сторону глубоководных областей. ЭПР полимодальные и отличаются от ЭПР зоны транзита присутствием крутых вершин в областях более мелкозернистых (рис. 30).

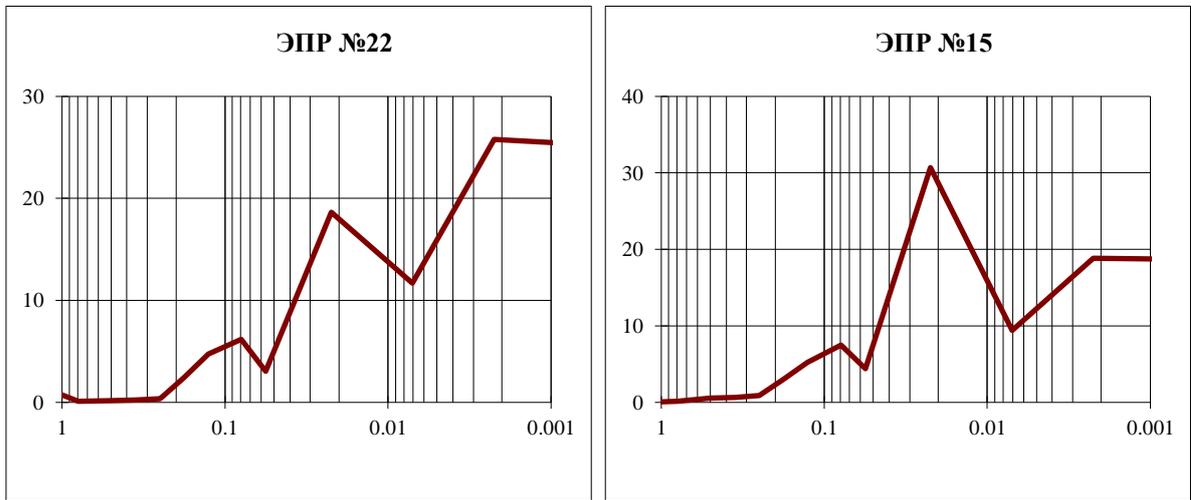


Рисунок 30. Типичные ЭПР зоны транзита и аккумуляции

Зона аккумуляции располагается в самой глубоководной части, к западу от островов Комсомолец и Шмидта. Преобладают осадки пелитовой размерности (более 50%), грубозернистых фракций очень мало, песчаная примесь максимально может достигать 12,1 %. Условно по характеру ЭПР зону можно подразделить на две подзоны: **подзону преимущественной аккумуляции** и **подзону устойчивой аккумуляции** (рис. 31).

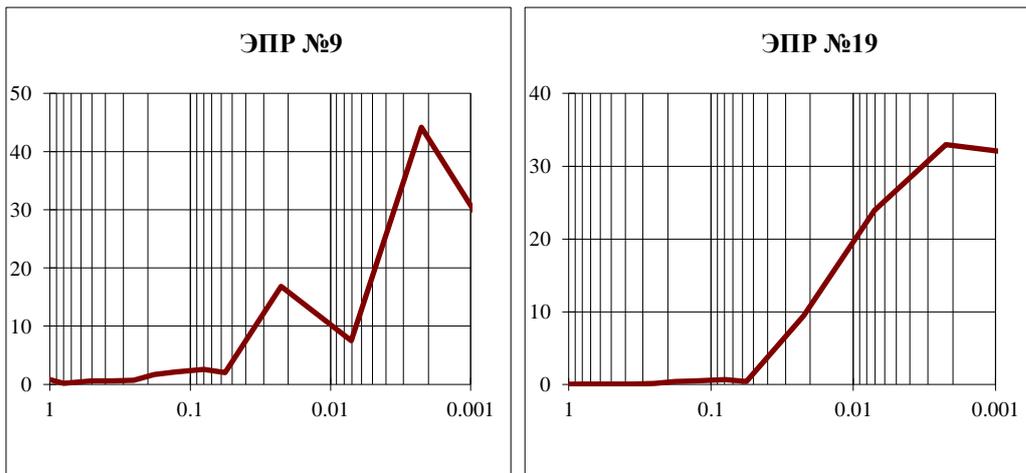


Рисунок 31. Подзоны преимущественной аккумуляции(№9) и подзона устойчивой аккумуляции (№19)

Как видно из рисунка, для подзоны устойчивой аккумуляции будут характерны эмпирические полигоны распределения, напоминающие своей формой кумулятивные кривые.

Подзона преимущественной аккумуляции проявлена локально, в 50-60 километрах к западу от острова Шмидта. Близкий источник сноса объясняет иную форму ЭПР, чем для подзоны устойчивой аккумуляции. Можно предположить, что гидродинамические условия в данной зоне весьма спокойные и роль течений здесь невелика, в противном случае накопление материала мелкой фракции было бы проблематично.

При анализе гранулометрических особенностей зоны в пределах изучаемой акватории наметилась общая схема условий осадконакопления для нынешнего и близкого к сегодняшнему времени. Графически это может быть представлено в виде профиля к северо-западу от западного берега острова Комсомолец (сейсмоакустического профиля 1703), который охватывает семь точек пробоотбора и пересекает все динамические зоны, выделенные автором выше – зоны абразии, тразита, тразита и аккумуляции, и аккумуляции (подзона устойчивой аккумуляции). Подзона преимущественной аккумуляции на профиль не попала (рис. 32).

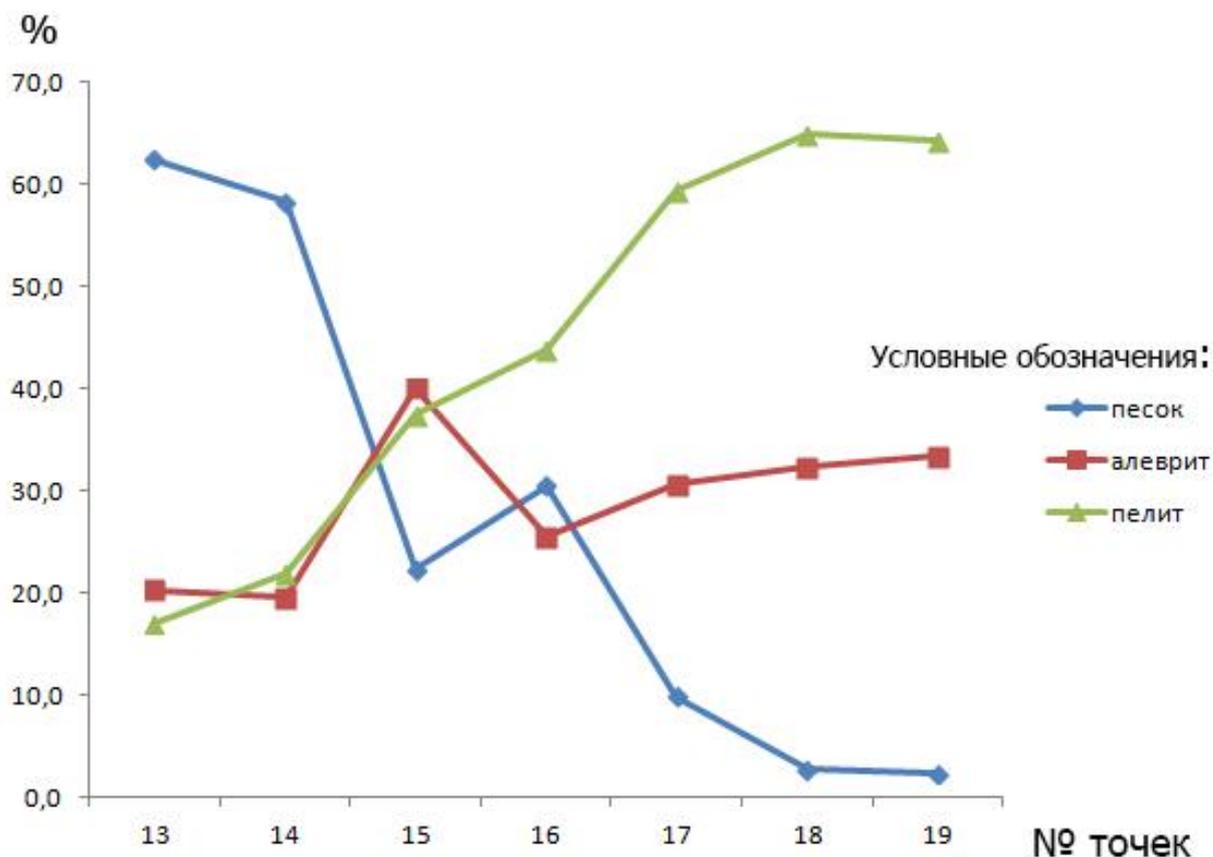


Рисунок 32. Изменчивость гранулометрического состава осадков вдоль сейсмоакустического профиля 1703

Как видно по профилю, ближе к глубоководной 19 точке (самой западной и наиболее удалённой от островов) содержание пелита в целом закономерно постепенно увеличивается, а содержание более грубозернистой фракции (песок и гравий) уменьшается. Следующим этапом был построен профиль ЭПР по уже вышеуказанным точкам (рис. 33).

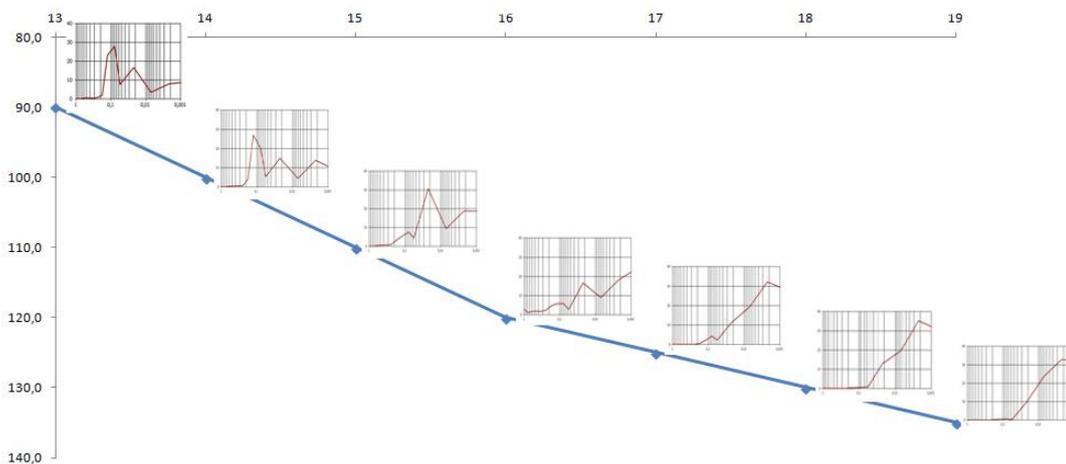


Рисунок 33. Распределение ЭПР вдоль сейсмоакустического профиля 1703.

Как можно увидеть, чем северо-западнее в сторону открытого моря мы уходим от островов, входящих в состав архипелага Северная Земля (а именно, от островов Комсомолец и Шмидта), тем более упрощённый, кумулятивный вид наблюдается у эмпирических полигонов распределения, логично, что наибольшее количество частиц пелитовой размерности будет наблюдаться в самой глубоководной части акватории.

3.3 Минералогия тяжёлой фракции

Были исследованы две точки пробоотбора с керном 215-220 см. Их расположение представлено на рисунке ниже (рис. 34).

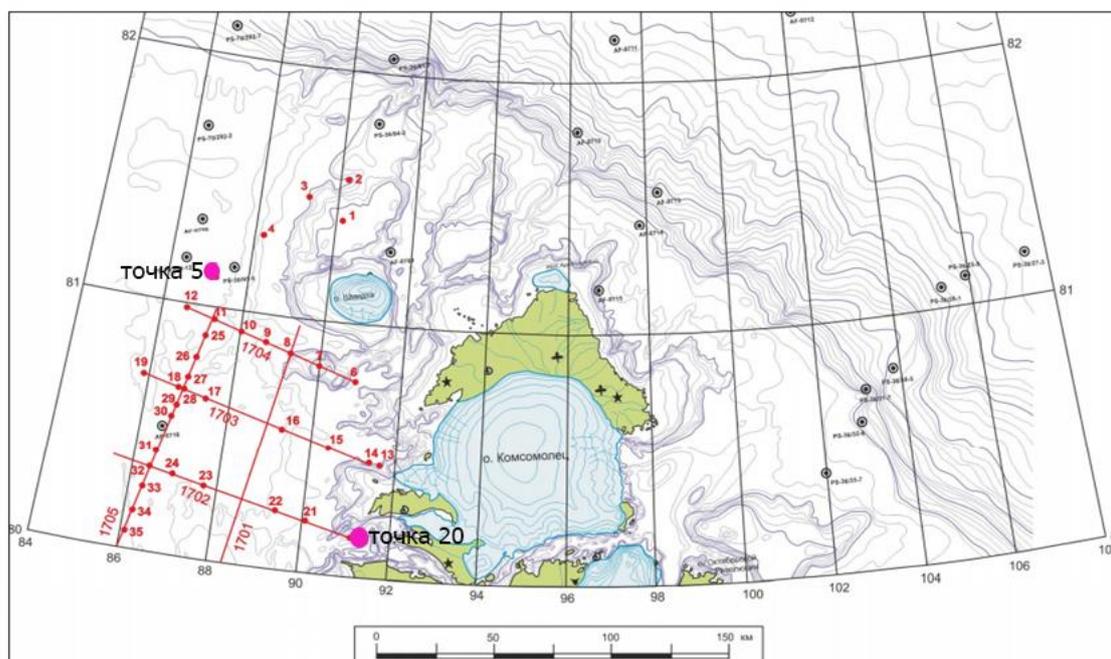


Рисунок 34. Пространственное расположение точек №5 и №20.

По полученным данным (табл. 12) были составлены колонки (рис. 35), включающие в себя не только различия гранулометрического состава, но и минерального, что безусловно

является важным для определения потенциальных источников сноса и восстановления условий и режима осадконакопления в позднечетвертичное время.

Таблица 12

Распределение тяжёлых минералов на глубине в точке №5

Глубина, см	Моноклинные пироксены	Обыкн. роговая обманка	Гр. эпидота - цоизита	чёрные рудные	гравий+песок	алеврит	пелит
0-10	28,9	15,2	7,8	25,2	11,6	37,9	50,2
10-15	24,0	5,2	17,0	27,9	16,4	31,8	51,6
30-35	26,7	7,7	12,1	27,8	14,0	29,0	56,7
45-50	20,2	7,8	13,4	26,6	3,7	38,4	57,9
70-75	12,5	3,9	7,3	28,3	4,6	43,3	51,9
90-95	11,9	4,3	4,9	25,4	5,4	41,1	53,2
110-115	6,5	4,3	7,1	32,9	4,2	42,0	53,5
130-135	7,1	3,6	7,1	29,8	0,7	26,9	72,4
155-160	8,9	1,7	6,7	40,8	1,0	21,1	77,8
170-175	0,6	0,8	1,2	34,7	28,1	23,7	47,9
200-205	0,2	0,9	0,5	26,6	30,4	29,6	39,8
215-220	0,4	1,0	0,8	30,9	32,0	24,5	43,2

Колонка №5 находится в 45-50 километрах к северо-западу от острова Шмидта. Важную роль в колонке, полученной по точке №5, среди минералов тяжёлой фракции играют несколько, а именно: моноклинные пироксены, обыкновенная роговая обманка, группа эпидота-цоизита и чёрные рудные.

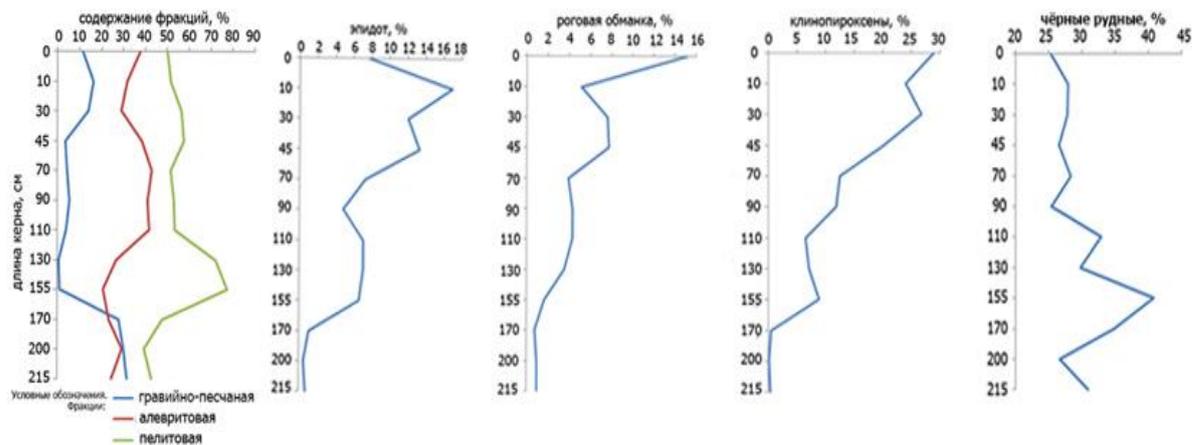


Рисунок 35. Фракционные особенности и распределение тяжёлых минералов в точке №5

Если посмотреть на рисунок 35, то можно отметить как периоды одинакового «поведения» частиц, так и совершенно различного. Особенно отчётливо диахронность проявляется на рубеже от 170 см до 155 см, когда при явном возрастании материала пелитовой размерности отчётливо уменьшается количество частиц алевроитовой и гравийно-песчаной размерности.

Что касается содержания тяжёлых минералов в этой же части колонки, то тут отчётливо видно, как от незначительных значений идёт резкий скачок (при этом, для чёрных рудных минералов этот скачок начинается раньше, чем для других). Автор данной работы интерпретирует данный факт, как последнее проявление достаточно крупного оледенения на данной территории и вслед за ним – обширной дегляциации, ведь известно, что часто тяжёлые минералы могут приноситься льдами, а после их масштабного оттаивания попадать в акваторию и в дальнейшем осаждаться.

В низах разреза есть большое количество грубозернистой фракции в осадках, что подтверждает предположение о разгрузке материала вследствие потепления климата в позднем плейстоцене и отколу и таянию айсбергов с деградирующих ледников на Комсомольце и Центрально-Карской возвышенности. Не маловажна роль таяния паковых льдов. Отсутствие клинопироксенов свидетельствует, что материал из южной части Карского моря не поступал. Таяние льдов началось с севера благодаря активному участию относительно тёплых атлантических вод. Как только южные воды проникли на север – открылись южные источники сноса (Енисей), что отмечено увеличением содержания клинопироксенов вверх по колонке начиная со 170 см. Однако льды начали таять ещё на рубеже 215 см, но разгрузились только когда дошли до данной территории. С долей условности можно отметить значение 215 см на колонке как границу плейстоцена и голоцена.

Кроме вышесказанного следует отметить постепенное и при том постоянное дальнейшее увеличение содержания клинопироксена вверх по колонке. Отношение клинопироксен к эпидоту последнее геологическое время повышается. Всё это казалось бы можно объяснить, как увеличение влияние размыва пермь-триасовых трапшв Западной Сибири и Таймыра, то есть поступлением осадочного материала с реки Енисей.

Однако помятуя о выявленном при исследовании необычно низком содержании смектита в данной области Карского моря данное предположение кажется дискуссионным. Автор предполагает, что источником клинопироксенов может являться не только Енисей, но и базальты земли Франца-Иосифа, поступление материала с которых затруднено Центрально-Карской возвышенностью.

Источник роговой обманки вероятно размыв с острова Большевик гранитов. Также локальная природа появления эпидот-цоизита в колонке.

Теперь рассмотрим колонку №20, находящуюся в другой части исследуемого района – около 15 километров к северо-западу от острова Комсомолец.

Для данной точки главными минералами будут являться чёрные руды, роль моноклинных пироксенов велика лишь в придонном осадке (табл. 13).

Таблица 13

Распределение тяжёлых минералов на глубине в точке №20

Точка пробоотбора №5	Моноклинные пироксены	Гидроокислы Fe	чёрные рудные	гравий+песок	алеврит	пелит
0-11	33,0	1,4	32,6	1,2	24,6	74,2
11-14	8,4	4,7	33,4	4,9	23,2	71,9
20-23	3,0	12,0	39,1	1,4	19,6	79,0
30-35	11,3	7,2	27,2	1,9	23,0	74,8
40-45	2,2	71,1	10,4	1,8	28,1	69,8
55-58	8,4	17,3	34,6	3,8	20,2	75,9
72-75	6,4	22,1	33,8	1,4	25,8	72,6
90-93	7,9	14,8	34,3	1,4	27,8	70,7
117-120	7,5	28,1	29,6	1,0	23,0	75,9
144-148	7,9	35,1	19,6	0,9	20,8	78,2
170-175	5,2	18,8	35,1	1,3	25,7	73,0
210-215	6,7	61,8	15,3	1,7	24,1	74,2

Как видно из колонки (рис. 36) содержание фракций не претерпевало существенных изменений за всё время. Пелитовая фракция отчётливо преобладает, от 69% до 79%. Данные особенности могут свидетельствовать об устойчивом периоде аккумуляции, который развивался и развивается в настоящее время на данной территории.

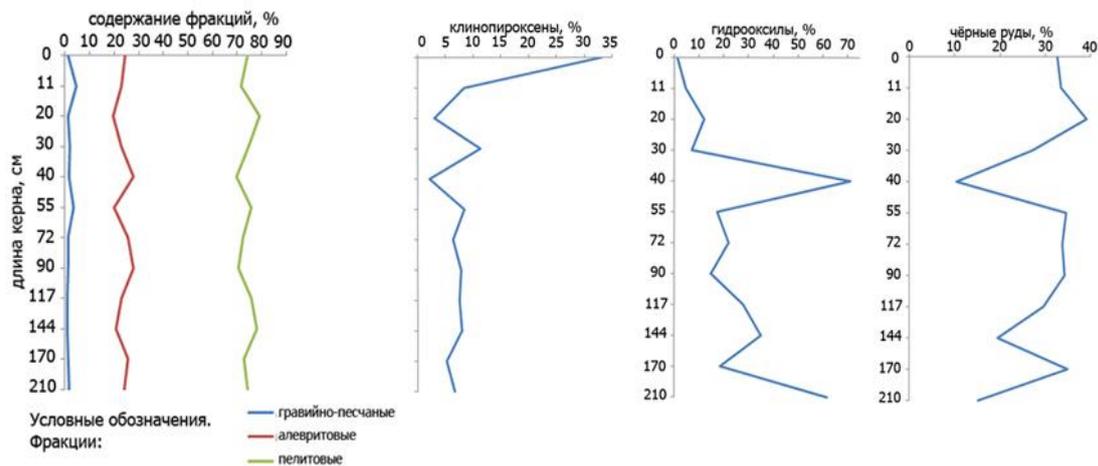


Рисунок 36. Фракционные особенности и распределение тяжёлых минералов в точке №20

В минеральном составе клинопироксен выходит на лидирующие позиции только в течении недавнего периода времени (сотни лет). Вероятно, это связано с локальным смещением оласти разгрузки, например с изменением направления дрейфа ледников.

Наличие высоких содержаний чёрных руд объясняется абразией острова Комсомолец.

Будто бы отчётливая связь между гидроксидами железа и чёрными рудами- мнимая, так как они не связаны друг с другом. Гидроокислы аутигенные по своей природе и ключ к областям сноса дать не могут. Смена резкого преобладания гидроокислов на их «падение» иллюстрирует смену геохимической зональности.

Имеет право на жизнь предположение, что гидроксиды железа в некотором количестве были поставлены с коры выветривания на острове Большевик.

В целом, большая часть материала для данного участка у точки пробоотбора № 20 поступала с прилегающих территорий островов архипелага Северной Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Было выделено три литологических типа осадков: гравийно-песчаные породы, миктиты и алевроитовые (местами алевроитистые) пелиты

2. Выделяются четыре динамические зоны на исследуемом участке – зона аккумуляции (подразделяется на две подзоны - устойчивой и преобладающей), аккумуляции и транзита, транзита и абразии. У каждой из этих зон будут свои отчётливые характеристики – тип осадков, коэффициент сортировки, вид эмпирического полигона распределения (ЭПР). Переносимый материал откладывается в спокойных гидродинамических условиях.

3. Механизм осадконакопления в позднечетвертичное время в пределах изучаемой акватории был различен для её участков. В первом случае, большую роль сыграло оледенение и последовавшее вслед за ним потепление на границе плейстоцена и голоцена. Внизу колонки видны осадки, содержащие отложения грубозернистой размерности – результат разгрузки материала ледников.

В ходе последовавшего таяния ледников разрез колонки обширно представлен тяжёлыми минералами. Отсутствие клинопироксенов в нижней части колонки даёт возможность предположить, что таяние льдов происходило неравномерно на всей акватории. Сначала южная часть области сноса была закрыта и воды Енисея не могли поставлять материал. Лишь спустя какое-то время тёплые северные атлантические воды проникли на юг и началась активная разгрузка материала с ледников.

В другом случае в истории осадконакопления ведущую роль играли местные факторы, материал в основном накапливался за счёт разрушения и абразии берегов архипелага Северной Земли - много чёрных рудных минералов, источником которых является остров Комсомолец.

В данный момент материал поставляется, вероятно, либо с плато Путорано благодаря енисейским водам, либо отчасти с Земли Франца-Иосифа. Судя по низкому значению смектита, поставка материала затруднена Центрально-Карской возвышенностью. Увеличение содержания клинопироксенов связано с локальным смещением зоны разгрузки, причиной которой может являться изменение направления дрейфа ледников. В голоценовое время в пределах данной акватории на процесс осадконакопления влияют как региональные, так и глобальные факторы, что было показано в результате данной работы.

4. Выявление динамических зон важно для прогнозирования возможных экологических проблем.

ЛИТЕРАТУРА

Монографии:

1. Добровольский Д.А. Моря СССР. МГУ, 1982.
2. Котельников Б.Н. Реконструкция генезиса песков. ЛГУ, 1989.

Полевые отчёты:

1. Усенков С.М. Полевой отчёт, усечённый, 2013.
2. Гусев Е.А. Отчёт о проведении морских геологосъемочных работ масштаба 1:1000000 в рамках листов Государственной геологической карты РФ У-45,46,47,48 (о-в Комсомолец), 2017.

Статьи в журналах:

1. Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // М.: Геотектоника, 2004. № 3. С. 13-30.
2. Васильев А.А. Влияние факторов природной среды на динамику морских берегов западного сектора Российской Арктики // Криосфера Земли, 2005. Т. 9. №3. С.64–72.
3. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Черкашев Г.А., Ванштейн Б.Г. Динамика берегов Карского моря // Криосфера Земли, 2006. Т.10. № 2. С. 56–67.
4. Дараган-Суцова Л.А., Петров Е.О., Дараган-Суцов Ю.И. К вопросу о возрасте фундамента Баренцево-Карского региона // Региональная геология и металлогения, 2013. № 55. С.20-27.
5. Левитан М.А., Арнольд М., Буртман М.В., Иванова Е.В., Марина М.М. К истории голоценовой седиментации в восточной части Карского моря // Океанология, 2000. Т. 40. № 4. С. 614-620.
6. Левчук М.А., Букреева Г.Ф. О сортированности терригенных осадков и величинах усредняющих гранулометрический состав // Геология и геофизика, 1984. № 9. С. 34-41.
7. Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Левитан М.А., Торопченова Е.С., Жилкина А.В. Некоторые особенности распределения тяжелых металлов в поверхностном слое донных осадков Карского моря // Геохимия, 2017. № 12. С. 1088–1099.

8. Татьянченко Т.В., Алексеева Т.В. Вещественный состав разновозрастных палеопочв курганной группы «Авилов» как отражение динамики климата на территории Русской равнины во второй половине голоцена // Вестник ВГУ. Сер. Геология, 2012. №1. С. 38-50.
9. Крупская В.В., Крылов А.А., Соколов В.Н. Глинистые минералы как индикаторы условий осадконакопления на рубежах мел-палеоцен-эоцен на хребте Ломоносова (Северный Ледовитый океан) // Проблемы Арктики и Антарктики, 2011. №2 (88). С. 23-35.
10. Шипилов Э.В., Верниковский В.А. Строение области сочленения свальбардской и Карской плит и геодинамические обстановки её формирования // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 1. С. 75-92.

Тезисы докладов:

1. Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Торопченкова Е.С., Жилкина А.В. Реконструкция современных условий седиментации на основе изучения поверхностного слоя донных осадков Карского моря // Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, М.: ИО РАН. Т. 2. 2017. С.105-109
2. Усенков С.М. Особенности современного седиментогенеза в юго-восточной части Карского моря // Москва, Тез. докл. «Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания», 2015. Т. 1. С. 177-179.

Диссертации:

1. Васильев А.А. Динамика морских берегов западного сектора российской Арктики (на примере Карского моря). Тюмень, 2004.

Ресурсы сети Интернет:

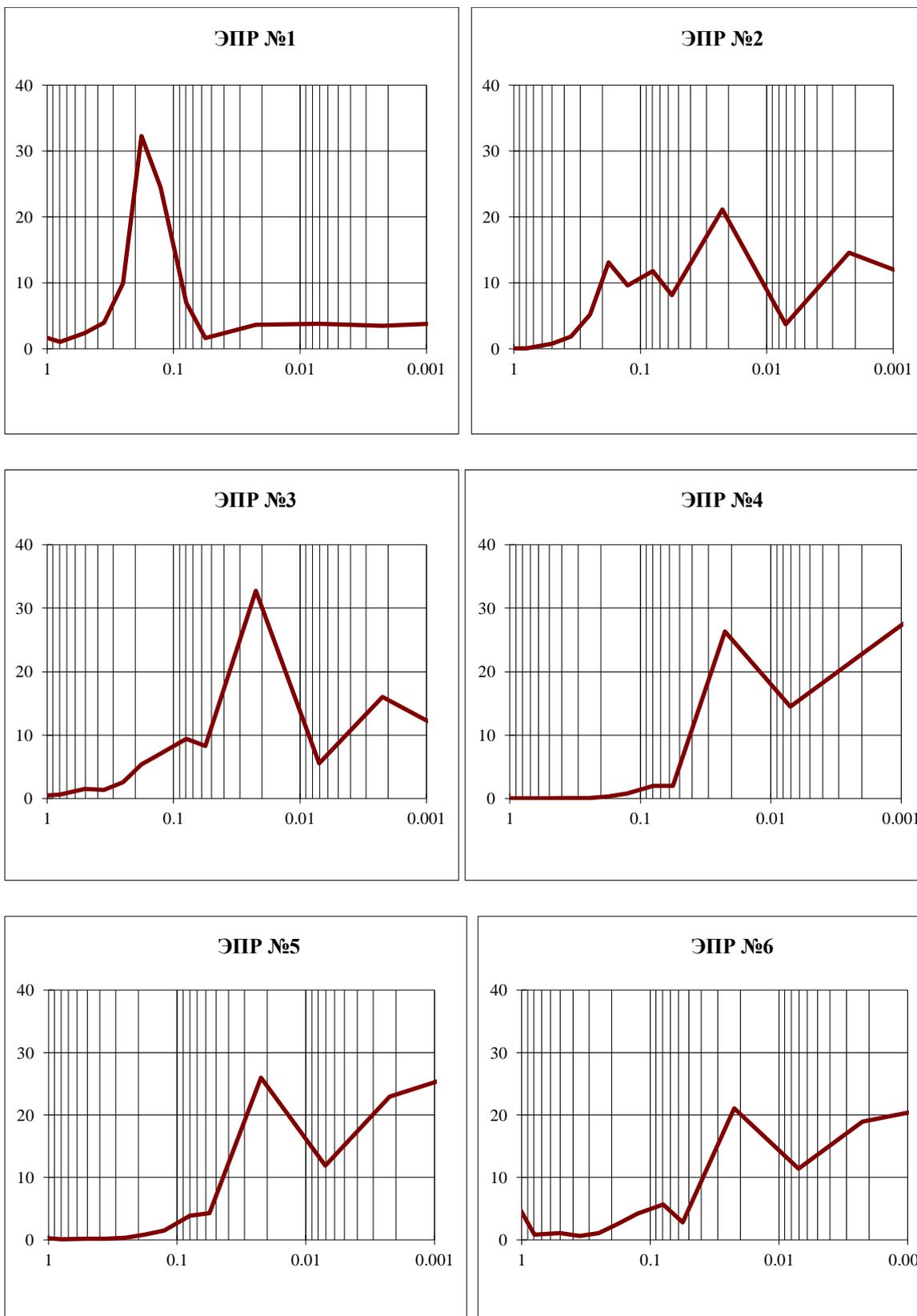
1. <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1179415&uri=part11.html>
2. <http://plate-tectonic.narod.ru/karskoealbum.html>
3. <http://atlantic.ginras.ru/education/ocean//lec05.pdf>
4. <http://tapemark.narod.ru/more/11.html#ris24>
5. https://www.youtube.com/watch?v=1lv5vC_bg-U
6. http://www.aari.ru/resources/a0013_17/kara/Atlas_Kara_Sea_Winter/text/rejim.htm
7. <http://autoepoch.ru/wp-content/uploads/2017/02/ehtilenglikol.jpg>

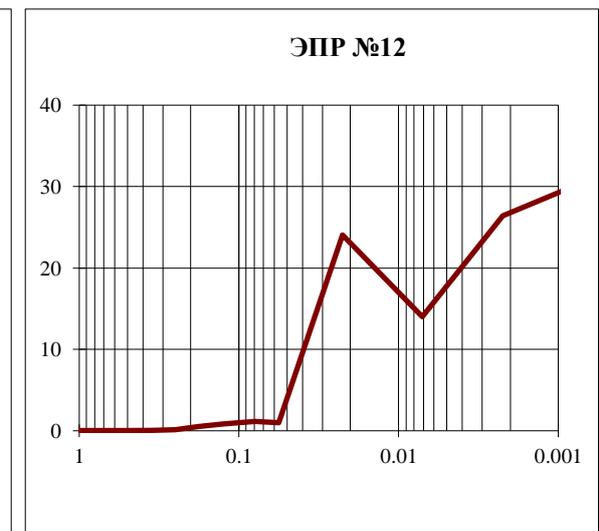
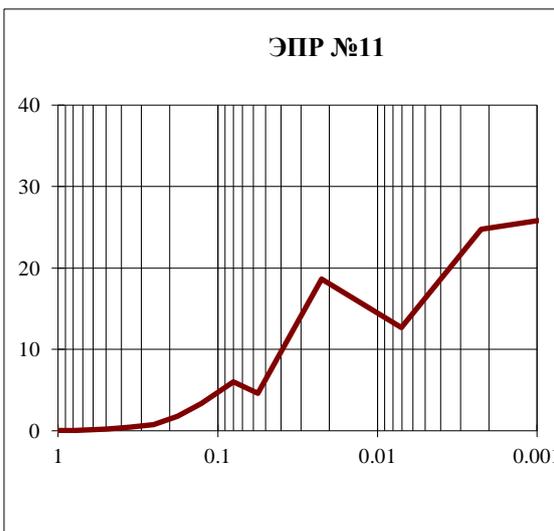
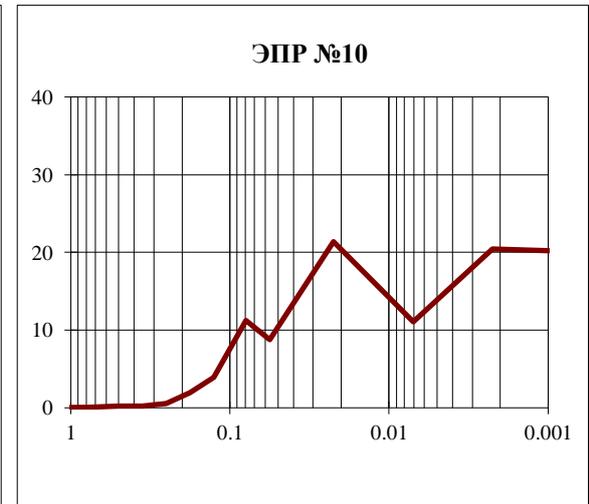
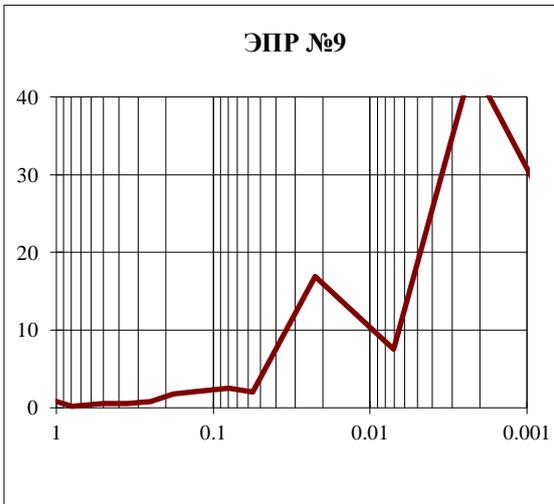
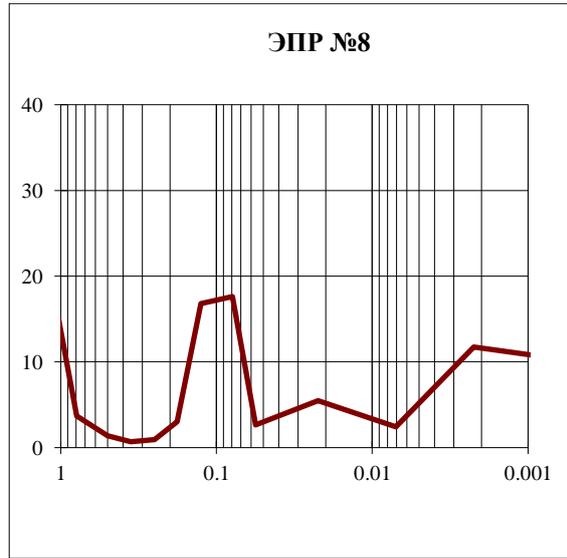
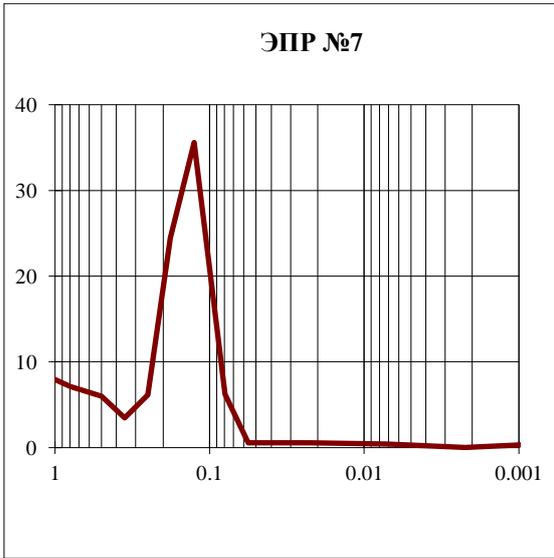
8. http://www.vsegei.ru/ru/info/geodictionary/article.php?ELEMENT_ID=86251

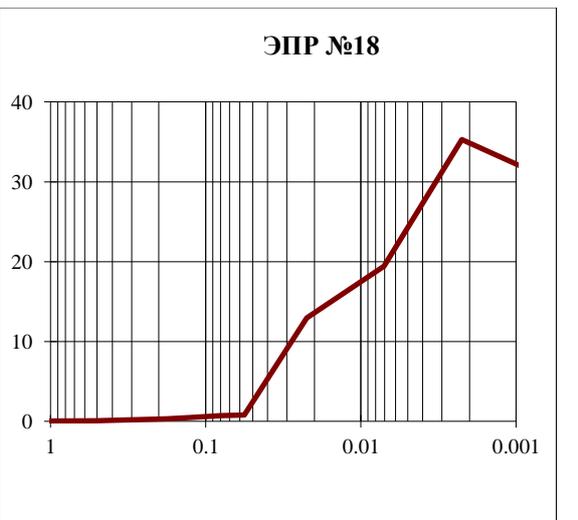
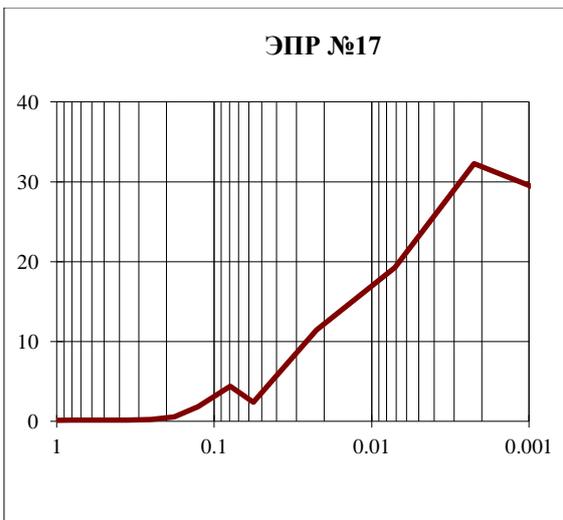
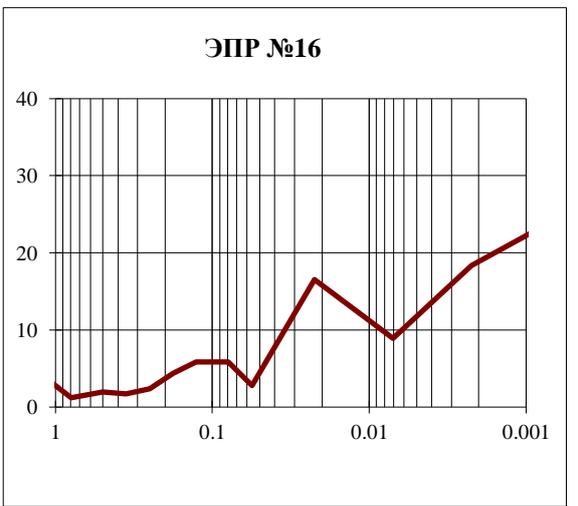
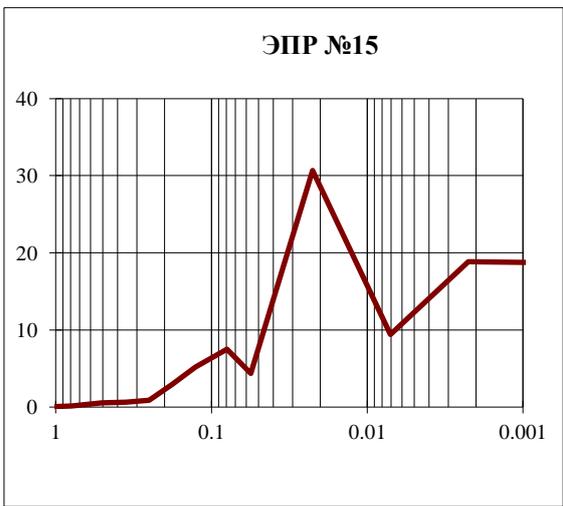
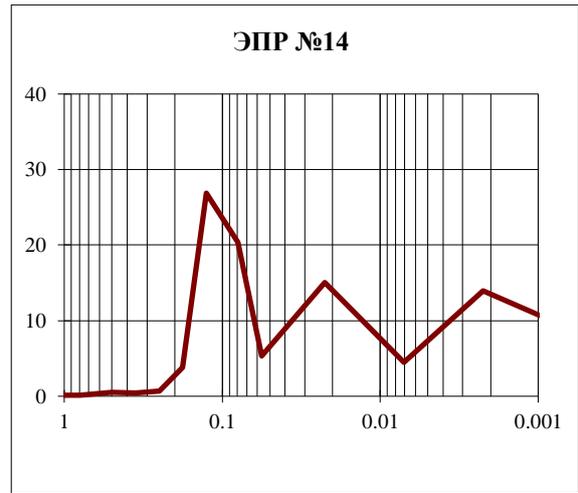
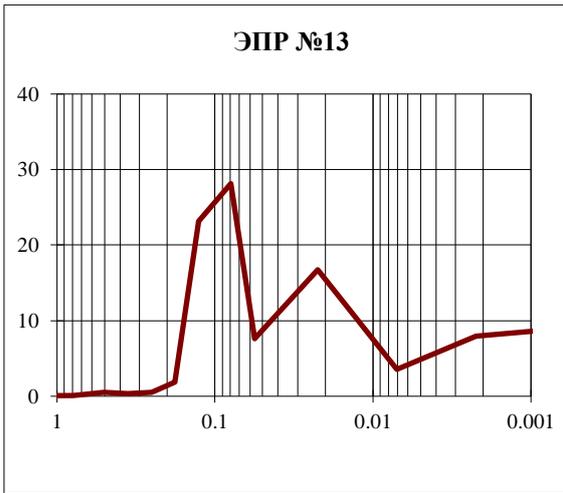
ПРИЛОЖЕНИЯ

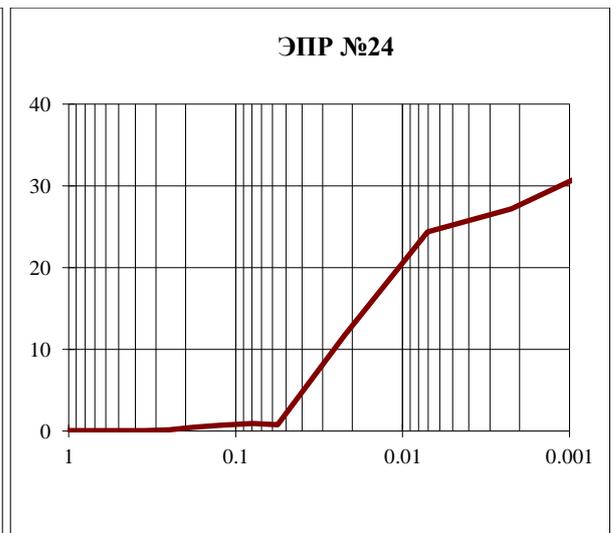
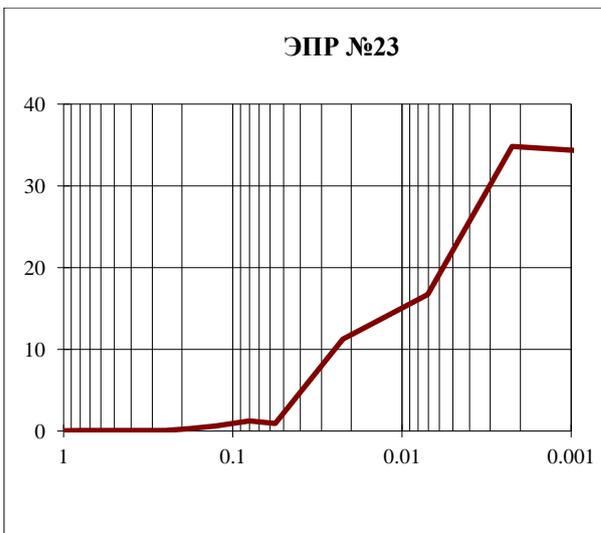
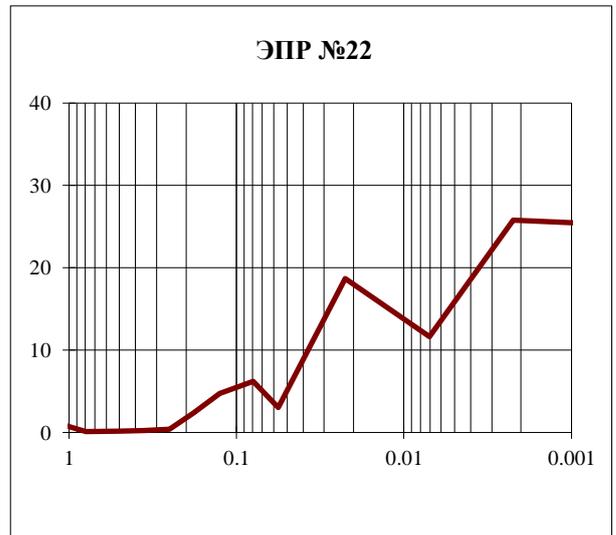
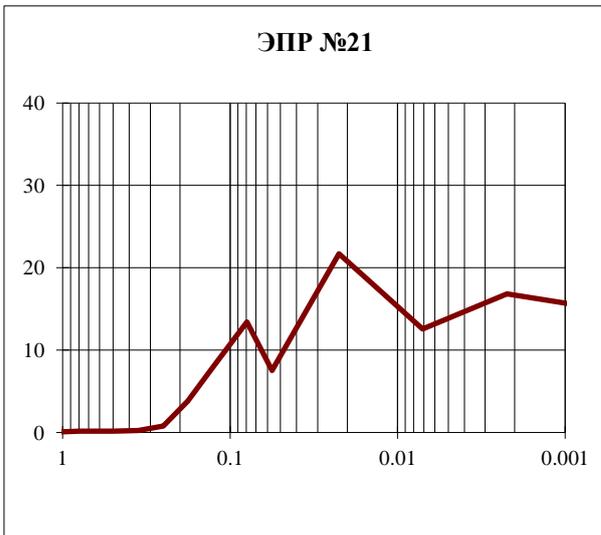
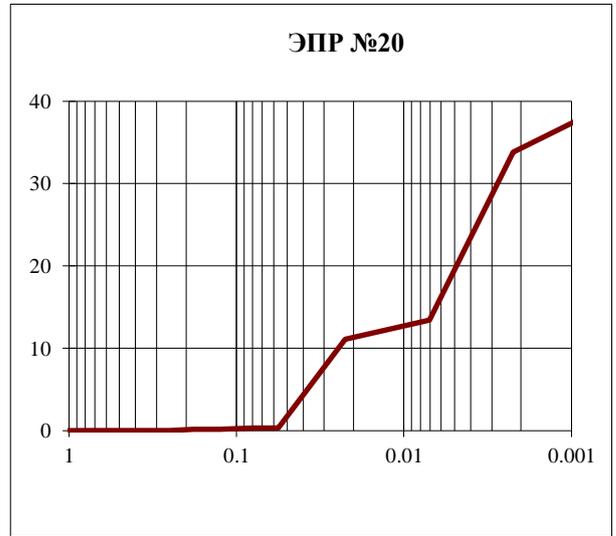
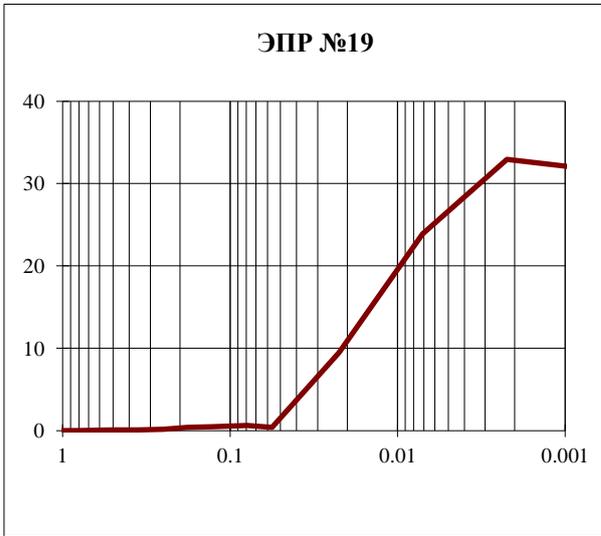
Приложение 1

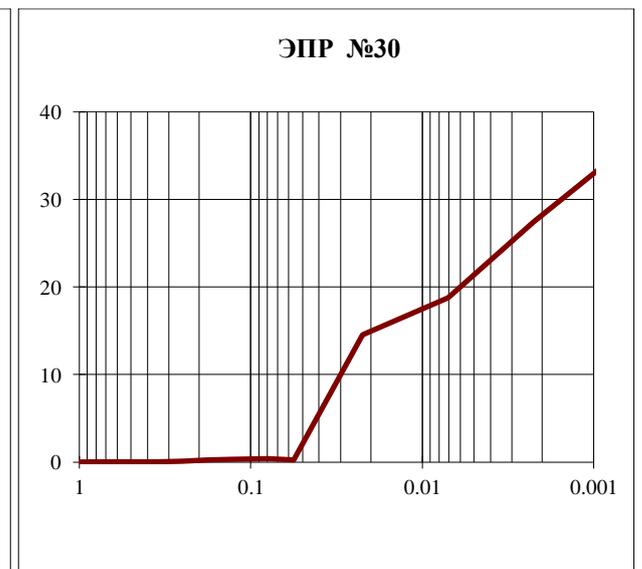
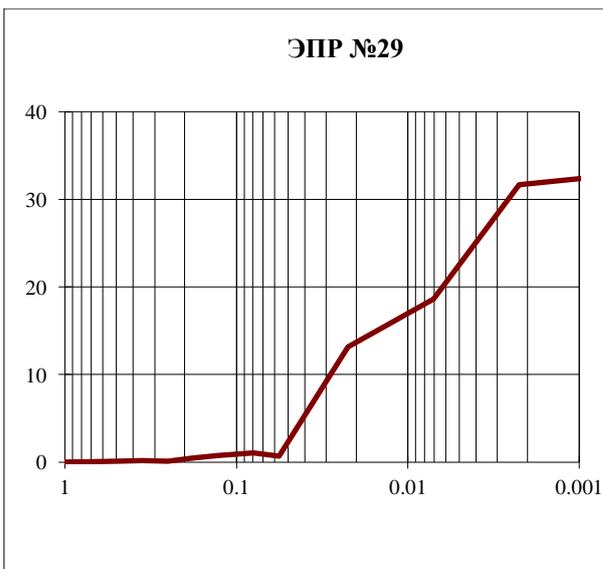
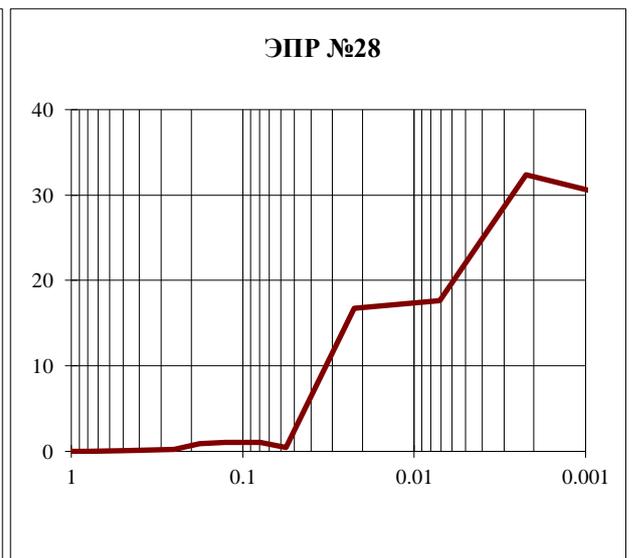
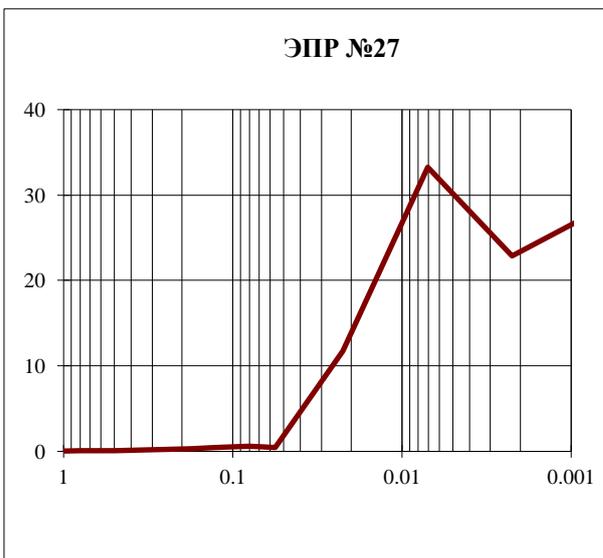
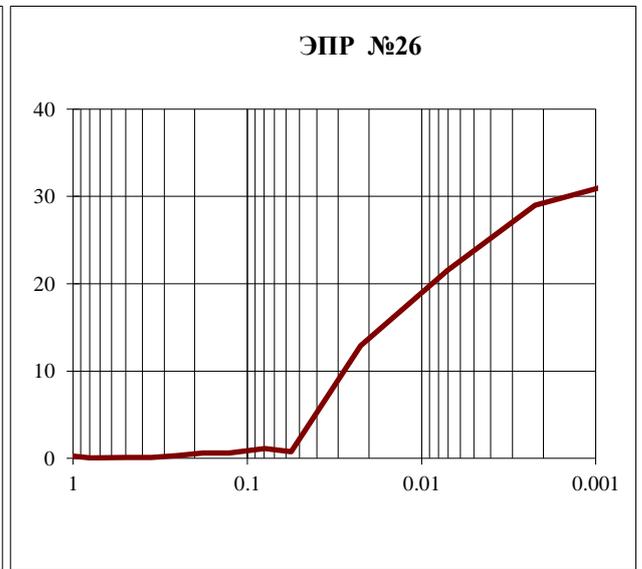
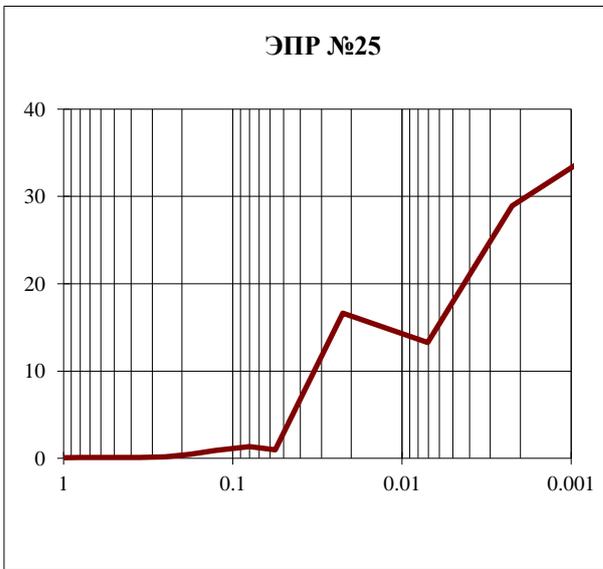
Эмпирические полигоны распределения донных осадков

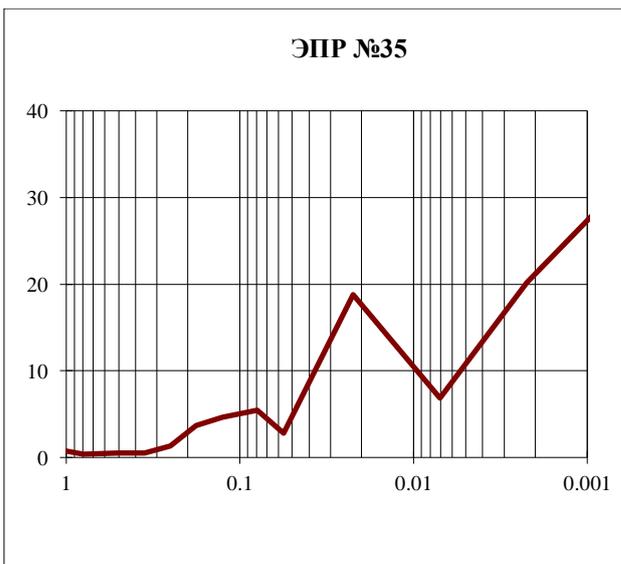
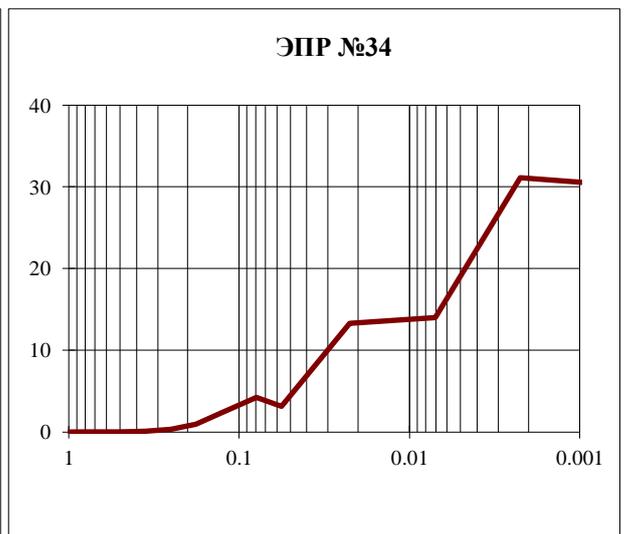
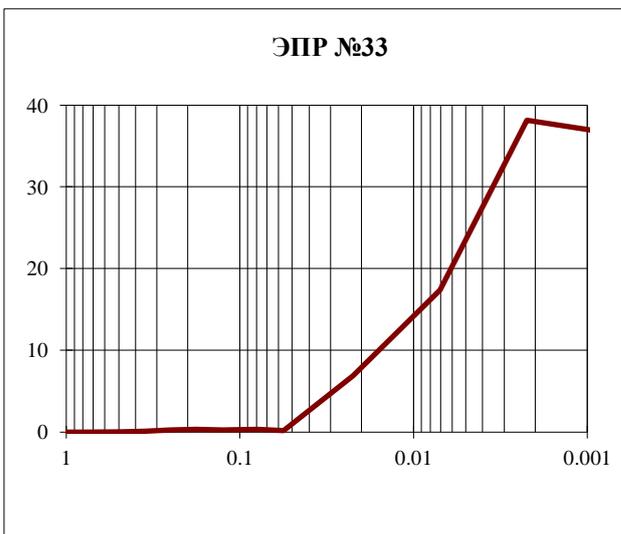
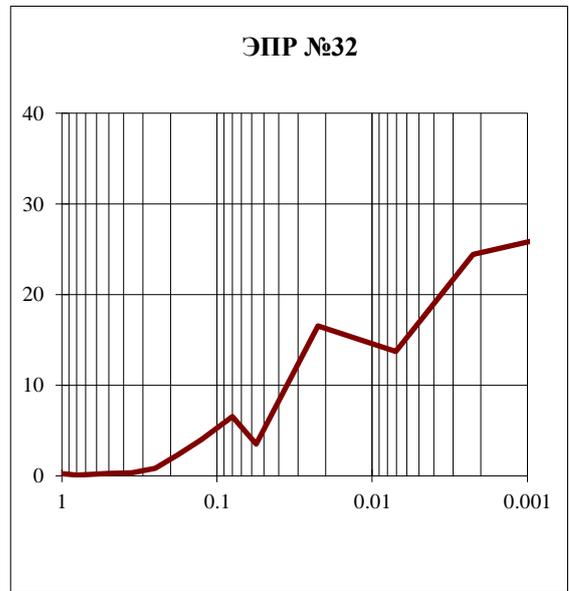
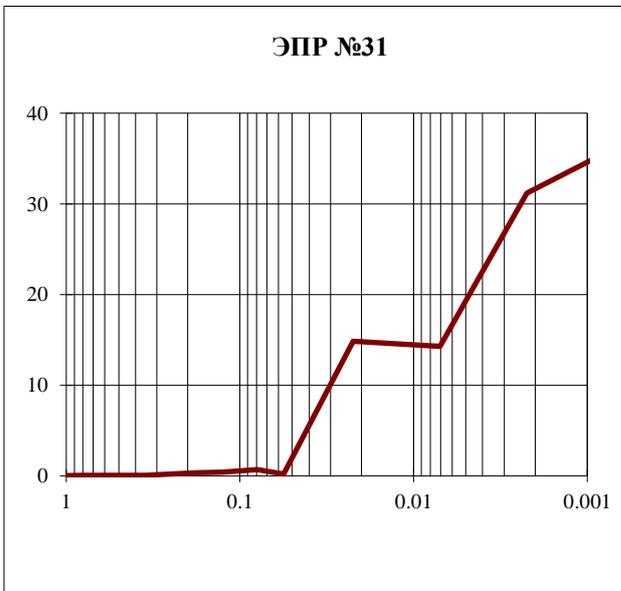












Приложение 2.

Статистические параметры и состав донных осадков

№ пробы	пес+грав	алеврит	пелит	среднее	ст.отклон	норм.энтропия
Зона абразии(2 точки)						
1	85,0	7,5	7,5	0,247	0,185	0,804
7	98,4	1,0	0,6	0,301	0,289	0,724
Зона транзита(6 точек)						
2	50,7	24,9	24,4	0,083	0,096	0,852
3	36,5	38,3	25,0	0,070	0,119	0,809
8	70,0	7,9	21,9	0,321	0,406	0,833
13	62,4	20,3	17,1	0,073	0,070	0,739
14	58,3	19,5	22,0	0,075	0,080	0,765
21	34,0	34,2	31,5	0,045	0,064	0,794
Зона транзита и аккумуляции(8 точек)						
6	27,0	32,4	40,5	0,123	0,280	0,813
10	27,0	32,5	40,4	0,035	0,059	0,759
11	17,2	31,3	51,4	0,028	0,058	0,721
15	22,3	40,1	37,5	0,040	0,071	0,771
16	30,6	25,5	43,9	0,105	0,231	0,846
22	18,7	30,3	51,0	0,042	0,126	0,713
32	18,2	30,3	51,4	0,033	0,085	0,733
35	20,4	25,6	53,7	0,048	0,130	0,738
Подзона преимущественной аккумуляции(5 точек)						
4	5,3	40,7	53,9	0,015	0,033	0,607
5	11,6	37,9	50,2	0,026	0,078	0,673
9	12,1	24,4	63,4	0,040	0,136	0,652
12	3,8	38,0	58,1	0,014	0,036	0,593
25	4,1	29,8	66,0	0,013	0,042	0,582
Подзона устойчивой аккумуляции(14 точек)						
17	9,9	30,7	59,4	0,018	0,056	0,648
18	2,8	32,4	64,9	0,018	0,011	0,569
19	2,3	33,4	64,4	0,009	0,032	0,572
20	1,2	24,6	74,2	0,007	0,026	0,532
23	3,3	27,9	68,8	0,010	0,030	0,580
24	3,2	36,1	60,6	0,011	0,043	0,577
26	4,1	34,4	61,5	0,016	0,073	0,595
27	2,4	45,0	52,6	0,011	0,038	0,583
28	4,0	34,4	61,5	0,013	0,037	0,595
29	3,6	31,8	64,6	0,012	0,037	0,581
30	1,6	33,3	65,2	0,009	0,028	0,550
31	2,0	29,1	68,7	0,010	0,030	0,548
33	1,5	24,2	74,2	0,007	0,025	0,513
34	11,3	27,4	61,3	0,018	0,041	0,655