

ГЛАВА 2. ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ И БИОСТРАТИГРАФИЯ

2.1. Динамика береговой зоны Баренцева моря в голоцене на примере северо-западной части Кольского полуострова

Т.В. Сапелко¹, М.А. Анисимов²

¹Институт озераведения РАН, г. Санкт-Петербург

²Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург

Проблеме изучения береговой зоны южного побережья Баренцева моря посвящено много работ. Однако в основном они относятся к периоду дегляциации территории и последовавшим за этим морским трансгрессиям. Период голоцена меньше интересовал исследователей, т.к. считалось, что побережье к этому времени стабилизировалось и никаких существенных изменений уже практически не происходило. Возросший интерес к динамике береговой зоны последних тысячелетий связан в основном с проблемой изменения климата и таянием арктических льдов в современный период. В этой связи особенно актуально исследование новых последовательностей береговой зоны Баренцева моря. В последнее время появились исследования голоценовой истории береговой линии северо-западного побережья Кольского полуострова, которые меняют некоторые сложившиеся представления о динамике береговой линии в голоценовый период. Представленный обзор вызван необходимостью обобщения новых результатов и имеющихся представлений.

Ключевые слова: голоцен, береговая зона, радиоуглеродный возраст.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(6)

Динамика береговой линии Баренцева моря на территории Кольского полуострова изучается давно. В основном работы посвящены периоду дегляциации территории и последовавшими за этим морскими трансгрессиями. Изучались разрезы морских террас, донные отложения озер, торфяники на побережье, археологические памятники на морских террасах. По результатам этих многочисленных исследований неоднократно выполнялись обобщающие работы [Лаврова, 1960; Кошечкин, 1975; Евзеров, 2012; Баранская, 2015; Макаров, 2017]. При этом до сих пор нет единого мнения ни по поводу количества трансгрессий и регрессий на побережье Баренцева моря, ни по причинам активной динамики береговой линии. Длительное время считалось, что основная причина формирования морского побережья – климатическая. Разработан принцип выделения комплексов террас по климатическим стадиям [Кошечкин и др., 1971]. В последние годы все больше начали уделять внимание влиянию вертикальных движений берегов под действием гляциоизостатической компенсации [Baranskaya et al., 2018]. Появляются новые исследования, дополняющие и корректирующие известные реконструкции темпов поднятия в позднем плейстоцене и голоцене. Рассчитана максимальная скорость поднятия 25–27 мм в год [Толстобров, 2018].

Положение береговой линии в голоцене для территорий, омываемых водами Баренцева моря, определяется несколькими факторами. Это – соб-

ственно эвстатические колебания уровня моря, происходящие на фоне разрушения позднеплейстоценового оледенения; компенсационное поднятие северного побережья Кольского полуострова и блоковая современная тектоника [Романенко и др., 2014]. Различия в скорости подъема территорий и уровня моря по каждому из этих факторов отображают результирующую картину, зафиксированную на побережье Кольского полуострова в озерных отложениях, береговых валах и террасовых комплексах. Многочисленные исследования с определениями возрастов изменения положения береговой линии сформировали четкое понимание того, что восстановить изменение уровня Баренцева моря возможно только для отдельных его участков [Кошечкин, 1979; Толстобров и др., 2015]. Имеющиеся графики, отражающие эти изменения, в некоторых случаях значительно отличаются друг от друга. Источником информации при построении положения береговой линии служили континентальные и морские отложения. Авторы строили графики исходя из того, что линия изменения уровня моря должна проходить между этими данными [Кошечкин, 1975]. В дальнейшем авторы в своих исследованиях разделяли северное побережье Кольского полуострова на районы. Так, при реконструкции уровня моря на побережье от Киркинеса-Никеля до Дальних Зеленцов для пяти районов видно, что скорости изменения уровня моря для разных районов отличаются на десятки метров [Møller et al.,

2002; Толстобров, 2018]. Даже для отдельных территорий на графиках изменения уровня моря мы получаем сложную картину распределения морских и континентальных отложений. Наиболее интересным

участком береговой зоны на Кольском полуострове, для которого в последние годы получены новые данные, является побережье от полуостровов Средний и Рыбачий до Териберки (рис. 2.1.1).

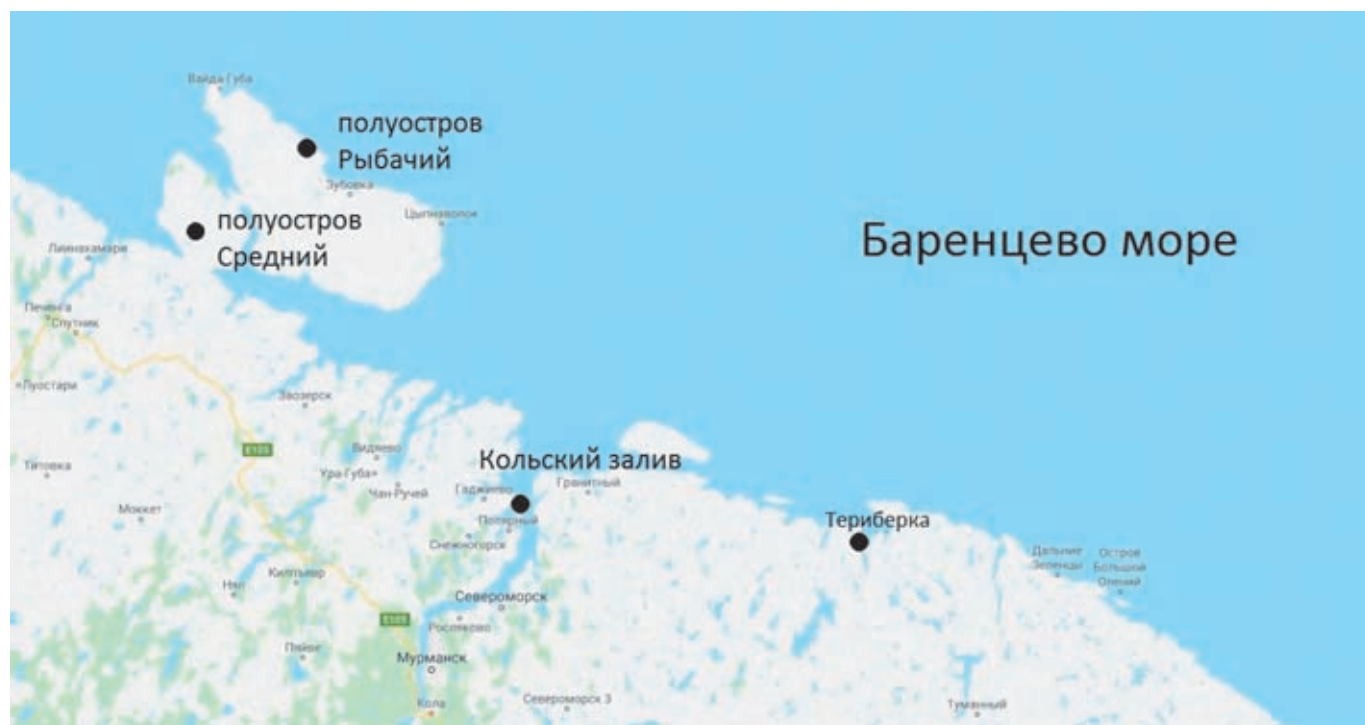


Рис. 2.1.1. Район исследования

На первый взгляд количество радиоуглеродных датировок на сегодняшний день выполнено много и достаточно для построения графиков для всего исследуемого региона. Однако анализ имеющихся данных показывает, что, во-первых, к материалу датирования нужно подходить очень осторожно. Материалом для определения возраста отложений обычно являются моллюски, кости китов, водоросли, плавник, торф, гиттия. Для каждого из них свои специфические условия развития и захоронения. Так, при датировании, например, моллюсков нужно учитывать особенности экологических условий их обитания. Диапазон их обитания по глубинам весьма широк (от 0 до 50 м, иногда до 500 м) и зависит от ряда факторов. Это может привести к ошибке в несколько десятков метров при определении положения уровня моря [Анисимов, Барляев, 2019]. Появляются исследования, которые позволяют сомневаться и в заведомо точных данных, например, характеристика торфа как континентальных отложений на побережье [Макаров, Большианов, 2017]. Последние выполненные А.П. Лисицыным исследования видов осадочного вещества, из которого состоят донные отложения арктических морей, показали важную со-

ставляющую осадочного материала морских льдов [Лисицын, 2010], недооценка роли которого также может привести к неправильной интерпретации не только результатов изучения колонок донных отложений для целей палеоокеанологии, но и для исследования береговой зоны. Все это свидетельствует о внимательном отношении к материалу датирования, а также к месту его отбора. Наиболее весомыми данными возраста, безусловно, являются образцы из непрерывных последовательностей озерных, болотных, террасовых и других отложений. При этом полученные датировки в этих последовательностях должны быть обязательно подкреплены данными других анализов. В результате, анализируя имеющиеся радиоуглеродные датировки (таблица) для побережья от полуостровов Среднего и Рыбачьего до Териберки (рис. 2.1.1) мы пришли к выводу о недостаточном, особенно для позднего голоцена, количестве датированных последовательностей, изученных разными методами. Обычно этот период не интересовал исследователей, т.к. считалось, что побережье к этому времени стабилизировалось и никаких существенных изменений в этот период практически не происходило. Интерес к динамике береговой зоны послед-

них тысячелетий в основном связан с изменением климата и таянием арктических льдов. В этой связи особенно актуально исследование новых последовательностей береговой зоны Баренцева моря.

Таблица. Имеющиеся радиоуглеродные даты для береговой зоны Баренцева моря от полуостровов Среднего и Рыбачьего до Териберки

Название разреза	Высота над уровнем моря, м	Лабораторный номер	Материал датирования	Возраст, С14 BP (л.н.)	Калиброванный возраст, Cal BP/AD (кал.л.н.)	Ссылка
1	2	3	4	5	6	7
п-ов Средний, археологическая стоянка Перьярви 16	14	SPb_744	Уголь	2920±70	1320–920	[Сапелко и др., 2018]
п-ов Рыбачий, болото (склон губы Большая Волоковая)	12.5		Торф	2830±120		[Елина и др., 2000]
п-ов Рыбачий, губа Зубовка	20.7	ЛУ-336	Раковины <i>Cyprina islandica</i> L.	5650±80		[Арсланов и др., 1974]
п-ов Рыбачий, Лауш-губа	2.7		Плавник	730±50		[Кошечкин и др., 1971]
п-ов Рыбачий, Эйна губа	8.5	Ta-261	Раковины <i>Cyprina islandica</i> L.	6480±60		[Кошечкин и др., 1971]
Кольский залив, о. Большой Олений,	10	ЛЕ-800	Моховая подстилка	3000±50		[Гурина, 1997]
Кольский залив, г. Полярный	12	Tua-2660A	гиттия/ постизоляция	3430±70	3735–3590	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	12	Tua-1605A	гиттия с алевритом/ изоляция	4130±55	4815–4545	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	17	Tua-2659A	гиттия	4920±65	5715–5605	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	17	Tua-2658	кора/ постизоляция	4835 ±65	5645–5485	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	17	T-12398A	аледритистая гиттия/изоляция	4895±95	5720–5580	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	22	T-14125A	гиттия/ постизоляция	5560±130	6470–6230	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	22	T-14126A	аледрит с гиттией/изоляция	6310±130	7310–7040	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	22	T-14126B	аледрит с гиттией/изоляция	5830±95	6755–6515	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	22	T-12396A	аледрит с гиттией/изоляция	5790±115	6740–6450	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	26	Tua-1606A	гиттия/изоляция/ постизоляция	8140±65	9195–8980	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	28.5	T-14127A	аледритистая гиттия/изоляция	8935±70	9990–9890	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	28.5	T-12395A	гиттия/ постизоляция	7790±100	8610–8420	[Corner et al., 2001]

1	2	3	4	5	6	7
Кольский залив, г. Полярный	31	T-12394A	алевритистая гиттия/изоляция	6875±140	7800–7550	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	31	Tua-2661	ветка/ постизоляция	5415±75	6295–6110	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	41	Tua-2383A	гиттия/изоляция	9340±100	10.420–10.170	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	41	Tua-1607A	алевритистая гиттия/изоляция	9185±75	10.225–10.035	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	48.5	Tua-1608A	гиттия/изоляция	9165±65	10.190–10.030	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	57	T-12402A	растительные остатки+гиттия/ изоляция	9150±55	10.150–10.025	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, о. Большой Олений, культурный слой археологического памятника	14.6	Oxford University	Кость	3237±32	3385–3559	[Сапелко и др., 2016]
	14.6	Oxford University	Кость	3195±39	3346–3553	[Сапелко и др., 2016]
	14.6	LE-6801	Уголь	2750±40	2945–2765	[Сапелко и др., 2016]
	14.6	LE-6802	Уголь	3080±110	2971–3557	[Сапелко и др., 2016]
	14.6	LE-6803	Уголь	3130±100	3575–3070	[Сапелко и др., 2016]
	14.6	LE-6804	Уголь	3090±50	3169–3438	[Сапелко и др., 2016]
	14.6	LE-6805	Затвердевшая смола	4010±45	4305–4785	[Сапелко и др., 2016]
	14.6	LE-6806	Торф	890±30	1040–1220 AD	[Сапелко и др., 2016]
Кольский залив, о. Большой Олений, озеро	7	LE-7398	Торф	1335±100	535–900 AD	[Сапелко и др., 2016]
Мурманский берег, губа Зеленецкая	3.5	ЛУ-161	Раковины <i>Saxica- va arctica</i> , <i>Mytilus edulis</i>	4340±100		[Арсланов и др., 1974]
о. Кильдин (восточная часть)	10		Раковины <i>Mytilus edulis</i>	5100±50		[Митяев и др., 2008]
о. Кильдин (восточная часть)	7		<i>Mytilus edulis</i>	5030±50		[Митяев и др., 2008]
о. Кильдин (восточная часть)	3		<i>Arctica islandica</i>	5450±50		[Митяев и др., 2008]
Териберка, болото	11	SPb-463	Торф	3400±65	3482–3831	[Сапелко и др., 2016]

1	2	3	4	5	6	7
Териберка, озеро	17	ЛУ-250	Гиттия	7410±120	8420–7995	[Толстобров и др., 2018]
Териберка, озеро	17	ЛУ-249	Гиттия	7630±150	8790–8155	[Толстобров и др., 2018]
Териберка, озеро	17	ЛУ-251	Гиттия	9240±140	10800–10155	[Толстобров и др., 2018]
Териберка, озеро	17	ЛУ-248	Гиттия	9960±150	12060–11105	[Толстобров и др., 2018]

Динамика береговой зоны отражается на прибрежных ландшафтах и оказывает влияние на растительный покров. Кроме того, существенное влияние на изменение растительности и ландшафтов побережья Баренцева моря в голоцене оказывали климат и антропогенное воздействие. А поэтому, для адекватной реконструкции природной среды в течение голоценового периода необходимо изучать разрезы разного генезиса. Для реконструкции береговой линии Баренцева моря на Кольском полуострове много лет применяется метод изолированных бассейнов, с помощью которого устанавливается время отделения озерных котловин от моря [Snyder et al., 1997; Corner et al., 1999, 2001; Kremenetski et al., 2004; Толстобров и др., 2015; 2018 и др.]. Самые древние озера отделились от морского бассейна в начале голоцена [Сапелко, 2014], а самые молодые, расположенные на низких абсолютных отметках отделяются от моря в современный период [Сапелко и др., 2016]. Помимо хронологии процессов динамики береговой линии, по озерным отложениям была проведена реконструкция климатических изменений поздне-последниковья на побережье Баренцева моря. При изучении динамики растительности в Дроздовской бухте по донным отложениям оз. Солдатского [Vuorela, Saarnisto, 2002] было установлено также начало антропогенного воздействия в голоцене и влияние антропогенных факторов на изменение растительного покрова береговой зоны. Первые изменения антропогенного характера зафиксированы здесь 6000–4000 С¹⁴ лет назад (л. н.), затем 3500–1700 л. н. и 1500 л. н. В эти периоды фиксируется увеличение в травянистом покрове пыльцы *Rumex*, *Urtica*, *Melampyrum*, *Artemisia* и др. Выделенные периоды совпадают с археологическими памятниками региона [Шумкин, 2014]. Дальнейшие палинологические исследования археологических памятников [Сапелко и др., 2016; 2018] в рассматриваемом регионе подтвердили, помимо влияния климата и динамики береговой линии моря, значительную роль антропогенных факторов в изменении растительного покрова в позднем голоцене.

Дегляциации рассматриваемой территории и следующим за этим событием мощным трансгрессиям посвящено очень много литературы, поэтому мы не будем здесь рассматривать этот вопрос. Последниковая трансгрессия вызвала коренную перестройку не только экосистемы шельфовой зоны [Тарасов и др., 2009], но и всего побережья Баренцева моря. Этот период характеризовался наиболее высокими темпами седиментации. Поэтому именно с этого времени, т. е. с начала голоцена, начинается современная история береговой зоны.

На рассматриваемой территории в последние годы с помощью палинологического анализа изучены новые разрезы позднего голоцена разного генезиса. Это археологический памятник на полуострове Среднем [Сапелко и др., 2018], озерный разрез и археологический памятник на острове Большом Оленьем в Кольском заливе Баренцева моря (рис. 2.1.2), а также торфяник в районе п. Териберка [Сапелко и др., 2016]. Получены новые данные по изменению растительного покрова и климата в течение суббореального и субатлантического периодов на побережье Баренцева моря. Кроме того, получены новые датированные непрерывные последовательности, изученные разными видами анализов, благодаря которым мы получили еще несколько точек для исследования динамики береговой зоны в позднем голоцене.

Помимо хорошо изученных трансгрессий Баренцева моря на рубеже позднего плейстоцена и голоцена [Евзеров, 2012] и соответствующих этому периоду климатических и тектонических изменений, многие исследователи выделяют и другие крупные трансгрессии в голоцене. Всего за этот период насчитывается от двух до семи трансгрессий. Существенные изменения береговой линии, подтверждения которым находят практически все авторы работ по изучению динамики южного побережья Баренцева моря, происходили 8500–6500 л. н. (9500–7400 калиброванных лет назад (кал. л. н.) [Кошечкин, 1975; Corner et al., 1999, 2001; Толстобров и др., 2018]. Многочисленные подтверждения значительных перемещений берего-



Рис. 2.1.2. Место разрезов на о. Большом Оленьем в Кольском заливе Баренцева моря (фото Т.В. Сапелко)

вой линии в этот период сопоставляются с трансгрессией Тапес. При этом отмечается снижение нижней границы Тапес по побережью с запада на восток. Влияние потепления климата на изменение уровня моря в это время несомненно, однако есть данные о том, что не менее значимую роль тогда играла и тектоническая активность. Рассчитаны скорости поднятий земной поверхности, которые отождествляются здесь с регрессиями береговой линии, для долины р. Туломы и Лоттинской депрессии 5–6 мм в год и 10–11 мм в год соответственно [Толстобров, 2018]. При этом помимо климатического оптимума атлантического периода, отмечаемого во всех береговых разрезах [Kremenetski et al., 2004; Corner et al., 1999, 2001; Snyder et al., 2000 и др.], для интервала 9700–7600 лет назад отмечен термический максимум и в морских колонках юго-западной части Баренцева моря. Установлено, что летние температуры морских поверхностных вод достигали тогда максимальных значений около 12°C [Чистякова и др., 2010], что объясняется повышением инсоляции или усилением притока атлантических вод [Иванова и др., 2016]. С трансгрессией Тапес связывают террасы в интервале высот от 20 до 26 м в периферической области под-

нятия, например, на п-ве Рыбачьем [Кошечкин, 1971; Арсланов и др., 1974; Møller et al., 2002]. Некоторые исследователи выделяют целую серию трансгрессий Тапес на протяжении атлантического и начала суббореального периодов [Кошечкин, 1975]. Однако, по результатам недавних исследований колонки донных отложений безымянного озера в районе пос. Териберка [Толстобров и др., 2018] 7410±120 л. н. (8420–7995 кал. л. н.), в котловине озера установились солоноватоводные условия, что нельзя было объяснить продолжающейся трансгрессией Тапес. Было доказано, что к этому времени после трансгрессивной стадии, которая была зафиксирована здесь 8500–6500 л. н. (9500–7400 кал. л. н.), озерная котловина уже была изолирована от морского бассейна. Солоноватоводные условия в озере авторы объясняют локальным проявлением, таким как цунами. В районе Кольского залива трансгрессия Тапес вообще не проявилась [Corner et al., 2001]. Есть несколько объяснений причин того, что отложения этой трансгрессии (и других трансгрессивных фаз) проявлялись не на всем побережье. Одним из них может служить разная скорость поднятий различных участков береговой зоны. Отложения трансгрес-

сивных фаз обнаружены на тех участках побережья, которые поднимались с малой скоростью [Евзеров, 2007]. Отсутствие в некоторых районах береговой зоны отложений трансгрессивных стадий возможно также связано с эрозионной деятельностью в период регрессий [Тарасов и др., 2009].

В начале суббореального периода понижение уровня Баренцева моря фиксируется во многих разрезах как для северного [Лаврушин и др., 1990], так и для южного побережья [Corner et al., 2001] Баренцева моря. Проявлений выделенных трансгрессий позднего голоцена Тривия (3000 л. н.) и Острия (1300 л. н.) [Лаврова, 1960] обнаружено немного. Береговые уровни этих трансгрессий фиксируются на отметках до 14.5 м над уровнем моря.

Около 3000 лет назад (1320–920 кал. л. н.) в бухте Малой Волоковой полуострова Среднего на побережье Баренцева моря установились благоприятные условия с относительно теплым и влажным климатом [Сапелко и др., 2018]. Уровень моря в конце суббореального периода был достаточно низким. Археологический памятник Перьярви, расположенный на морской террасе высотой 13–14 м над уровнем моря, в суббореальном периоде не затапливался водой. Окружающие лесотундровые ландшафты формировались в основном под влиянием климата и антропогенного воздействия. При этом для северного побережья полуострова Рыбачьего (губа Зубовская) по створкам раковин *Cyprina islandica* из отложений террасы высотой 20.7 м над уровнем моря в долине р. Пяйве получена дата 5650±80 л. н. [Арсланов и др., 1974].

Около 3000–2500 лет назад на побережье Кольского залива также получила распространение лесотундровая растительность, связанная с относительно теплым периодом. Все полученные результаты палинологического анализа для этого района указывают на распространение лесотундровой растительности с преобладанием березы и участием сосны [Corner et al., 2001; Сапелко и др., 2016]. Климатические условия здесь были в это время относительно теплые и влажные. Несмотря на общую тенденцию опускания побережья в течение последних 4 000 лет, на всей протяженности долины р. Туломы и Кольского залива происходит равномерное блоковое поднятие территории со скоростью 0.2–0.3 см в год [Толстобров и др., 2015]. В Кольском заливе 4130±55 л. н. (4815–4545 кал. л. н.) до 3430±70 л. н. (3735–3590 кал. л. н.) произошла изоляция от моря озера, расположенного на отметке 12 м над уровнем моря [Corner et al., 2001], после чего трансгрессивных фаз в разрезах не зафиксировано. В суббореальном периоде отрицательное перемещение бере-

говой линии зафиксировано и на о. Кильдине. По данным анализа донных отложений оз. Могильного на о. Кильдине отмечается двукратное переслаивание горизонтов морских и озерных отложений, сформированных в период существования морского залива (периоды положительного перемещения береговой линии моря и связи с ним) и озера (периоды регрессии моря и изоляции водоема) соответственно. Подстилающий горизонт морских осадков связывают с высоким положением береговой линии позднее 3500 лет, а вышележащий горизонт озерных осадков сформирован 3490±200 л. н. и связан с последующим периодом отрицательного перемещения береговой линии, верхний горизонт датируется 1950±150 л. н. [Кошечкин, 1975]. Археологический памятник на о. Большом Оленьем возник не ранее 4400 л. н. (5200 кал. л. н.), когда уровень моря опустился ниже современной высотной отметки 11 м над уровнем моря. Данные спорово-пыльцевого анализа и результаты радиоуглеродного датирования образцов из изученной последовательности указывают на образование могильника во второй половине суббореального периода [Сапелко и др., 2016]. На побережье Баренцева моря от Никеля до Киркинеса начало регрессивной стадии немного отличается от установленной для Кольского залива, однако разница не превышает 500 лет [Corner et al., 1999]. По некоторым расчетам, после максимума позднеголоценовой трансгрессии моря средняя скорость относительного падения уровня моря составила примерно 0.4 м за 100 лет [Møller et al., 2002]. Продолжительность этой регрессии оценивается [Арсланов и др., 1974] в 1400 лет (3500–2100 л. н.).

В районе пос. Териберка на протяжении суббореального и субатлантического периодов формировался торфяник. В суббореальном периоде лесотундровые ландшафты с преобладанием березы и сосны характерны и для этого района. Встречаются кустарники и кустарнички. Во всех описанных разрезах в суббореальном периоде встречаются рудеральные виды.

В субатлантический период произошло снижение термофильной растительности. 2500–2000 л. н. климат стал холоднее. Сократилось распространение древесной растительности. Лесотундровая зона сменилась тундровой. Подобные условия наблюдаются в это время на всем протяжении от полуостровов Среднего и Рыбачьего до Териберки и на других прилегающих территориях [Сапелко и др., 2016]. На п-ове Рыбачьем период ухудшения климата зафиксирован в отложениях торфяника [Кременецкий и др., 1997; Евзеров и др., 2007; Snyder et al., 1997]. В донных отложениях озера КР-3 уменьшение содержания

пыльцы сосны зафиксировано около 2950 ± 45 л. н. [Kremenetski et al., 2004]. В районе Никеля на высоте 185 м над уровнем моря в это время также зафиксировано снижение распространения березы и сосны. Около 2224 ± 48 л. н. распространились вересковые тундры [Янковска, 2011]. Во всех разрезах тенденция примерно сходная. В субатлантическом периоде деревья практически отсутствуют, доминируют злаки и осоковые. Сходство тенденций во всех изученных разрезах, расположенных вблизи береговой линии Баренцева моря, свидетельствует о региональном характере климатических изменений.

Анализ имеющихся для голоценового периода последовательностей, а также радиоуглеродных датировок (см. таблицу) в береговой зоне от полуостровов Среднего и Рыбачьего до Териберки позволил реконструировать изменение климатических условий, динамику ландшафтов и тренд изменения уровня моря. Для построения предполагаемой линии тренда использованы данные из таблицы (см. таблицу). При этом очевидно, что линия тренда не совпадает с линией изменения уровня моря в данном районе, а всего лишь показывает направленность и изменение скорости регрессии (рис. 2.1.3).

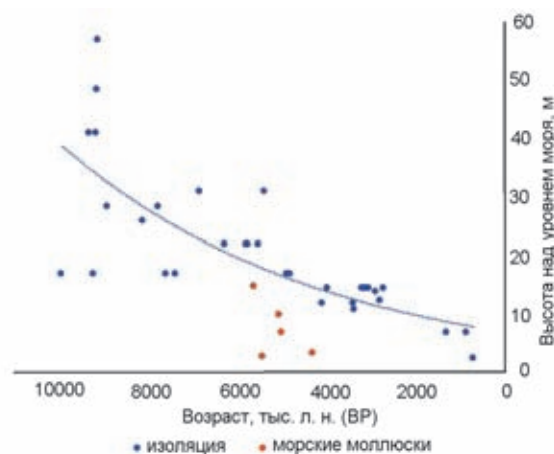


Рис. 2.1.3. Точечная диаграмма распределения наземных и морских отложений в голоцене с предполагаемой линией тренда изменения уровня моря на рассматриваемом участке

Все это дало возможность установить динамику береговой зоны в голоцене для указанного района исследования.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИНОЗ РАН — СПб ФИЦ РАН по теме № 0154-2019-0004.

2.2. Палиностратиграфия ледово-морских и морских осадков Баренцева моря

О.В. Руденко

ФГБОУ ВО Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева, Орел

Палинологическими и литологическими данными обосновано расчленение донных отложений юго-восточной и центральной частей Баренцева моря на три литокомплекса, характеризующих различные обстановки осадко-накопления на этапе перехода к голоцену и в самом голоцене. Литокомплекс 3, представленный проксимальными гляциально-морскими глинистыми отложениями с обильными грубообломочными включениями и относимый к периоду ранней дегляциации (>15 тыс. календарных лет назад), характеризуется низкой концентрацией растительных микроостатков с абсолютным доминированием переотложенных, в основном, мезозойских форм и присутствием единичных диноцист криофильного вида *Islandinium var. minutum*.

Литокомплекс 2 (~15–12 тыс. кал. л. н.) соответствует этапу поздней дегляциации и переходу к голоцену, представлен темно-серыми или коричнево-серыми тонкослоистыми песчанистыми алевропелитами или плотными глинами с материалом айсбергового разноса, накапливавшимся в условиях дистальных ледниково-морских бассейнов. Он характеризуется палинозоной с невысокой концентрацией микрофоссилий, значительной долей переотложенных докайнозойских форм, доминированием пыльцы тундровых кустарничков, злаков и полыней, повышенным содержанием спор плаунов и преобладанием криофильного *Islandinium var. minutum* в ассоциации водных палиноморф.

Литокомплекс 1 (<12 тыс. кал. л. н.) представлен оливково-серыми пластичными пелитами, сверху со следами биотурбаций и пятнами гидротроилита. В Южно-Новоземельском желобе осадки литокомплекса опесчанены, а на Канинском плато замещены песками с включениями гальки и битой ракуши. Ему соответствуют три палинозоны с доминированием пыльцы березы и сосны, повышенной долей участия в спектрах пыльцы ели и ольхи, а также сфагновых мхов и папоротников. Постоянное присутствие единичной пыльцы широколиственных растений и пиковые значения содержания цист *Operculodinium centrocarpum* и *Spiniferites* sp. в группе водных палиноморф свидетельствуют об усилении влияния атлантических вод в изученных районах моря.

Ключевые слова: литокомплекс, палинокомплекс, палиноморфы, палиностратиграфия.