

ОРГАНОМИНЕРАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА ПОБЕРЕЖЬЯХ КАК ИНДИКАТОР ПОЛОЖЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ В ПРОШЛОМ

А.С. МАКАРОВ¹, Д.Ю. БОЛЬШИЯНОВ^{1,2}

¹ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: makarov@aari.ru

² — Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета

На основе собственных исследований на побережьях Арктики и анализа мировой научной литературы изучены органоминеральные отложения побережий и показано, что они представляют собой специфический вид отложений береговой зоны, образование которых связано с изменениями уровня моря в прошлом. Эти отложения являются обычными не только для Арктики, а в том или ином виде встречаются повсеместно, т.е. представляют собой результат процесса осадконакопления в береговой зоне моря, проявляющегося на глобальном уровне. Большинство исследователей называют эти отложения торфом и изучают их с точки зрения палеоклимата. Но т.к. их формирование напрямую связано с изменением уровня моря, то палеоклиматические построения по такому «торфу» не учитывают специфику и механизм формирования органо-минеральных отложений, что зачастую ведет к тупиковым ситуациям при палеоклиматических исследованиях. Как продукт деятельности моря в прибрежных условиях такие отложения являются отличным индикатором изменения положения уровня моря в прошлом, и их следует более широко использовать с этой целью.

Ключевые слова: голоцен, побережье, Арктика, индикатор изменения уровня моря.

Актуальность проблемы предвидения изменений уровня Мирового океана (МО) не вызывает сомнений, т.к. большая часть населения Земли проживает на его побережье, активно осваивая шельф. Но представления об этой проблеме целиком базируются на выводе о том, что в течение последних 5 тысяч лет уровень МО не превышал первых метров относительно современного и его флуктуации зависят и зависели от поведения тающих или нарастающих ледниковых щитов. Наши исследования побережий и островов Российской Арктики показали, что колебания уровня в последнем десяти тысячелетии происходили неоднократно с амплитудой до 10–15 м вне зависимости от жизни ледниковых щитов (Большаянов и др., 2013; Bolshiyarov et al., 2015). Если это происходило действительно так, то самое время задуматься о том, что в недалеком будущем уровень моря может подняться на метры, как было около 500 и 2000 лет назад и еще неоднократно в более древние времена (Большаянов и др., 2013).

Методология исследований прошлых флуктуаций уровня МО сформировалась (Методы палеогеографических реконструкций, 2010). Свидетелями повышенного стояния уровня моря на суше являются: морские террасы, древние береговые линии, отложения, сформированные в условиях прибрежно-морского осадконакопления. Определить морской тип осадка позволяют палеонтологические, литологические, химические, биоиндикационные методы исследований. Геоморфологические анализ

и карта дают возможность представить положение бывших морских бассейнов в пространстве. Возраст трансгрессий определяется датированием морских отложений. Хорошо зарекомендовавшим себя методом исследований изменений уровня моря является изучение отложений каскадов озер, расположенных в береговой зоне и бывших ранее морскими заливами (Колька и др., 2012).

Однако существуют сложности интерпретации получаемых данных. Противоположно могут трактоваться одни и те же данные исследований, существует проблема сопоставления данных, получаемых в результате изучения морских донных отложений и разрезов, расположенных выше современного уровня моря (Макаров, 2016).

В данной работе рассматривается специфический вид органоминеральных отложений (ОМО), широко распространенный на арктическом побережье России, который является важным индикатором положения уровня моря в прошлом. Это скопления органического материала разного происхождения (по объему до 90 %) с прослоями песка, алеврита, содержащих меньшее количество органики. В регионе моря Лаптевых, где они прослеживаются в устьевых областях рек и на побережьях континента и островов, эти отложения предложено называть «слоёнкой», т.к. внешний облик обнажений, где вскрываются ОМО, абсолютно идентичен слоеному пирогу, но состоящему из неразложившихся остатков осок и зеленых мхов, переслаивающихся с песком и алевритом (рис. 1). Мощность этих отложений достигает 12 м. Наиболее полно они описаны и объяснено их происхождение в дельте р. Лены в (Большаинов и др., 2013). «Слоёнка» сформирована в результате быстрой аккумуляции растительного детрита в застойных зонах водоемов, возникающих при подпоре со стороны моря, т.е. в результате трансгрессий моря. Но большинство современных исследователей называют эти отложения торфом и рассматривают их как свидетельства континентального осадконакопления, в чем и состоит одна из главных проблем прибрежной палеогеографии.

Задачей данной статьи является рассмотрение многообразия толкований ОМО на различных побережьях и попытка понимания механизма их образования.

Нашими предшественниками и современниками представлены многочисленные свидетельства формирования ОМО в прибрежной зоне. В.М. Смирнов (1988) отмечает большое количество торфа, органики с прослоями «намывного торфа» на побережье Карского моря. А.И. Ачкасов и Г.Г. Карташова (1977) исследуют «торфяник» в береговой зоне Енисейского залива. Р.Б. Крапивнер (1965) объясняет особую роль специфических ваттовых отложений, обогащенных органикой, в палеогеографических реконструкциях в низовьях Оби и Печоры. И.Д. Стрелецкая и ее коллеги



Рис. 1. Разрез ОМО в дельте р. Лены.

(2012) описывают залежи аллохтонного «наносного торфа» голоценового возраста на побережье Карского моря. Е.А. Гусев с коллегами (2016) исследует и датирует прослой «торфа», накопившиеся 1500 лет назад (л.н.) на побережье о. Западный Каменный в Карском море. Ф.А. Романенко (2015, с. 393), исследуя острова архипелага Земли Франца-Иосифа, очень четко показывает проблему интерпретации ОМО. Он пишет: «Своеобразный феномен архипелага, в котором преобладают ледники и скалы, — болотные торфяники, ограниченные фрагменты которых приурочены к тыловым частям морских террас, высотой до 25 м. Они имеют иногда обычный мохово-травянистый состав, но существенно чаще состоят из водорослей». Так это болотные торфяники или морские отложения? По приводимым признакам (тыловые части террас и водоросли) это морские осадки, по представлениям — торфяники. Вот в таком понимании и кроется большая проблема интерпретации исследуемых отложений. Морские осадки, но болотный торф. Первые откладываются в прибрежной зоне моря, второй формируется вне влияния моря. Торф всегда показатель не морских условий осадконакопления. Так торф ли это?

В дельте р. Лены, где рекой и морем вскрыты обнажения слоёнок мощностью до 8 м, доказывающаяся невозможность понимания таких отложений как торфа. Во-первых, они слоисты, что нехарактерно для торфа. Во-вторых, скорость их накопления непомерна высока (0,2–1,6 м за 100 лет) не только для торфа Арктики, но и для торфяников умеренной лесной зоны, где торф накапливается со скоростью на порядок и даже 2 порядка меньше указанной. В-третьих, эти отложения характеризуются практически нулевой степенью разложения растительных остатков, что также нехарактерно для торфа (Большаянов и др., 2013). Значит, это не торф, а аллохтонный растительный материал, накапливающийся в определенных условиях и с очень большой скоростью.

В.Н. Коротаяев и коллеги (1989), исследуя дельту Лены, свидетельствуют о том, что 7–8 тыс. л.н. первая терраса вышла из-под уровня затопления и этот процесс сопровождался формированием мощной торфяной толщи. Вопрос в том, когда она формировалась — до выхода из-под уровня затопления, как отложения бассейна, или после, как торфяная залежь? По нашим представлениям, именно в бассейновых условиях, т.к. геологическое тело имеет все признаки, в первую очередь текстурные, водных осадков (горизонтальная и волнистая слоистость).

ОМО зачастую залегают далеко от современных береговых линий, например, в долинах рек. Голоценовые слоёнки отмечены в долине р. Лены в 350 км выше дельты, в устье р. Кэлимээр (приток Оленька) и в самой долине Оленька в сотнях километрах от его дельты. Поздненеоплейстоценовые слоёнки характерны для всех рек Таймырской низменности, где они залегают ингрессионно до высоты 50 м над уровнем моря. Такое их распространение свидетельствует о том, что во время формирования ОМО устья рек представляли собой обширные эстуарии, далеко вдающиеся в сушу. Это геоморфологические доказательства формирования ОМО в прибрежных условиях.

Сходные по своим морфологическим характеристикам ОМО встречаются и на побережьях других регионов Земли. В Гренландии (Long et al., 2010, 2012; Wake et al., 2012) эти отложения дают возможность детальной реконструкции хода уровня моря в последние тысячелетия и столетия. Изученные осадки имеют большое сходство с описанными авторами в дельте р. Лены слоёнками и представляют собой отложения маршей, формировавшихся при неоднократном изменении базиса эрозии, т.е. уровня моря. По данным изучения этих ОМО выявлен подъем уровня моря на первые метры 1200–1500 л.н. и в последние столетия на высоту до 1 м.

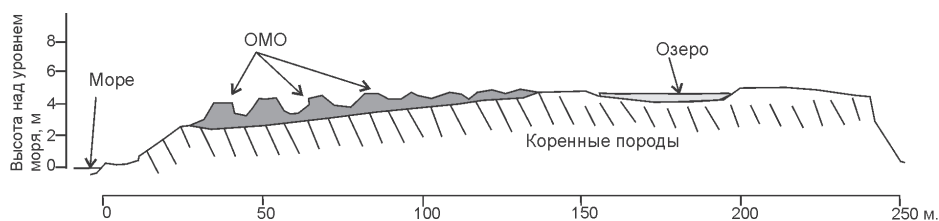


Рис. 2. Схема залегания ОМО в районе Хермансенной, о. Западный Шпицберген (Jaworsky et al., 2012). По геоморфологическим признакам этими отложениями сложены береговые валы.

На архипелаге Шпицберген (Jaworsky et al., 2012) описаны ОМО, трансгрессивно залегающие на высоте 4 м над уровнем моря (рис. 2). Судя по всему, залегание этих отложений также контролируется колебанием уровня базиса эрозии, моря, озер или протоки. Толща формировалась в голоцене на этапах 1820 ± 60 , 4620 ± 45 , 5870 ± 70 и 7370 ± 240 лет назад. Авторы статьи не рассматривают данные отложения как свидетельства возможного колебания уровня водоемов в прошлом, а видят в них торф, используют для климатических реконструкций прошлого и удивляются тому, что палеоклиматические построения по такому «торфу» не сравнимы с другими палеоклиматическими построениями по Шпицбергену. А они и не должны совпадать, т.к. морские отложения несут в себе не палеоклиматическую, а палеоокеанологическую информацию в первую очередь.

Интересные результаты показывает исследование толщи ОМО в заливе Фанди, где при значительных приливно-отливных колебаниях уровня моря формируются маршевые отложения, прекрасно подходящие для реконструкции изменчивости уровня моря последние 350–400 лет (Graf, Chmura, 2010). Такие же колебания уровня на первые метры несколько сот лет назад четко реконструируются и в Российской Арктике (Большаянов и др., 2013).

Торфяные отложения на севере провинции Онтарио занимают огромные площади и, как показано в работе (Hargan et al., 2105), формировались при изменении гидродинамических условий, что определено по видовому составу диатомей и интерпретируется как изменение уровня грунтовых вод. Однако исследованные колонки отложений взяты в непосредственной близости от водоемов, и колебания уровня подземных вод могли быть вызваны изменением местного базиса эрозии, т.е. приемного близлежащего водоема. Кроме того, все исследованные торфы подстилаются глинами и тонкозернистыми песками морского происхождения, что свидетельствует о связи «торфонакопления» с развитием морских условий в регионе.

На Аляске исследованы колонки торфяных отложений, которые отбирались из озер или рядом с водоемами и их формирование контролировалось изменчивостью местного базиса эрозии, что реконструируется по сменам гидрологических условий (Jones et al., 2009). По разрезу ОМО меняется видовой состав растительных остатков, степень их разложения, что, на наш взгляд, говорит о смене условий осадконакопления, в частности об аллохтонном характере материала описываемых отложений.

В Субантарктике ОМО сформировались и встречаются практически на всех островных территориях (Van der Putten et al., 2012). На о. Южная Георгия ОМО представляют собой обогащенные органикой отложения, переслаивающиеся с тонкозернистым песком (Van der Putten et al., 2009), накапливающиеся в течение

голоцена и имеющие пики скоростей накопления 4,5 и 2,5 тыс. л.н. Все описанные обнажения ОМО находятся на побережьях либо океанских, либо других водоемов (озер, рек, проток), соединяющих озера с океаном. Авторы статьи не связывают накопление этих толщ с изменением базиса эрозии и используют полученные данные для реконструкции климатических условий территорий в голоцене. На наш взгляд, увеличение скоростей осадконакопления толщ ОМО может быть связано с подъемом базиса эрозии и увеличением количества переносимого на побережье материала.

На о. Кергелен отмечается образование ОМО в раннем голоцене. Их формирование неразрывно связано с отложениями водного ряда, т.к. толщи ОМО подстилают и перекрывают бассейновые отложения, представленные тонко- и среднезернистым песком, формировавшимся в период 14500–11500 л.н. (Van der Putten et al., 2015).

ОМО прибрежных территорий встречаются не только в полярных широтах. Отложения маршей отлично подходят для реконструкций хода уровня в последние столетия и тысячелетия. Так, в Северной Каролине по данным изучения маршевых отложений реконструируются незначительные колебания уровня моря в середине XIX в., в период с конца XIV и до конца XVI в. (Brain et al., 2015). Похожие датировки повышенного стояния уровня моря были получены для региона моря Лаптевых на основании изучения старых картографических материалов (Большаинов и др., 2013).

Интересные результаты исследования ОМО получены на побережье Северной Атлантики (Barlow et al., 2014). ОМО представляют собой торфоподобные отложения, подстилаемые песком и часто с прослоями песка в толще органических осадков, т.е. представляют собой слоёнки, описанные в Арктике. Встречается и засоленный торф. Изучение этих ОМО позволило реконструировать палеособытия подъема уровня моря на этапах 300–500 л.н. на высоту до 1 м и 2000 л.н. на высоту 1–2 м.

В Португалии в эстуарии Минхо по результатам изучения ОМО восстановлен ход уровня моря за последние 2000 лет. Выявлены колебания уровня 1800–1600 л.н., 1200 л.н. и 600–700 л.н. (Moreno et al., 2014). Амплитуда уровней фиксируется небольшой, но по времени выявленные колебания уровня совпадают с интервалами трансгрессий, реконструированных для арктических побережий. Опять же исследователи таких осадков не рассматривают их как архив, хранящий в себе следы изменчивости уровня приемного водоема в прошлом.

Изучение маршевых отложений на побережье Франции в районе залива Брест позволило восстановить ход уровня моря начиная с середины голоцена. В целом он характеризуется ростом примерно на $5,5 \pm 0,5$ м за период с 6300 л.н. назад до настоящего времени (Stephan et al., 2015). Также фиксируется незначительный подъем уровня около 2000 л.н.

В аридных условиях побережья Красного моря ОМО, подобные описываемым, не формируются. Но формируются коралловые рифы, образование и развитие которых также определяется изменчивостью уровня моря. Пример Саудовской Аравии интересен тем, что здесь наблюдается карбонатонакопление в мелководных водоемах, что близко к условиям формирования ОМО (Rowlands et al., 2014), но при этом отсутствует избыточное количество аллохтонного органического материала, т.е. в данном случае процесс формирования ОМО замещается рифообразованием на мелководье и эти отложения также могут быть использованы для реконструкции хода уровня моря в голоцене.

Богатый материал для исследования представляют собой ОМО низких широт. Так, на побережье пролива Маскар о. Сулавеси изучены толщи ОМО. Данные ОМО представляют собой пласты аллохтонной органики, накопление которой полностью

контролируется изменением уровня моря. Морфологически они подобны многократно описанным «слоёнкам», с той лишь разницей, что в данных природных условиях не формируются столь мощные их толщи. Их изучение позволило реконструировать ход уровня моря в голоцене и выявить его повышение 4500–5000 л.н. на высоту 4–5 м и 1000–1200 л.н. на высоту 2 м (Mann et al., 2016), что практически полностью совпадает с результатами реконструкций уровня, полученными по данным изучения ОМО в Арктике.

На Сейшельских островах сформирован специфичный тип ОМО на побережье. Он представляет собой толщу остатков мангровых растений, рост которых определяется сугубо влиянием моря (Woodroffe et al., 2015). Полученные колонки отложений представляют собой обогащенный в большей или меньшей степени органикой песок, зачастую переходящий в торф. Изучение ОМО в данной точке позволило реконструировать незначительное повышение (до 1 м) уровня моря 1500–1800 л.н. Подобный тип мангровых ОМО описан и изучен также в юго-западной части Индийского океана на о. Занзибар (Woodroffe et al., 2015), что позволило определить повышение уровня моря на 4 м в период с 7000 до 4000 л.н. Также отмечается небольшой рост уровня 1800–2000 л.н.

На побережьях островов Индонезии и вдоль долин крупнейших рек сформированы мощные залежи торфа (Dommain et al., 2014). Морфологически они не столь близки с ОМО, которые описаны в Арктике, тем не менее образование этих толщ контролируется изменчивостью уровня моря. Максимальные скорости накопления органики на побережье отмечены 4000 л.н., что совпадает с этапом повышения уровня моря на побережье Индонезии 4000–5000 л.н. на 5 м выше современного уровня моря (Hanebuth et al., 2011). В центральных частях о. Калимантан отмечается рост скорости накопления органики и 8000 л.н. (Dommain et al., 2014). Исследованные торфяники сформированы выше максимального подъема уровня моря, но тесно связаны с долинами рек, в которых они формируется и развитие которых определялось изменчивостью уровня моря. Торфяники, таким образом, имеют четкое трансгрессивное залегание, и их формирование контролировалось изменчивостью уровня моря в голоцене.

На западном побережье Австралии, недалеко от города Перт, располагается остров Роттнест. Там также сформированы уникальные ОМО, накопление которых полностью контролируется уровнем моря. Описываемые отложения формируются в пересыхающем озере, в котором образовано болото, питаемое атмосферными осадками. Эта система располагается на высоте всего лишь 30 см выше уровня моря и потому периодически затапливается морскими водами, что видно в разрезе отложений, в частности по изменению видового состава фораминифер (Gouramanis et al., 2012). Авторы связывают повышение уровня моря с разными причинами, но если подобные отложения встречаются на побережье водоемов, то их формирование, как правило, контролируется изменением его уровня. Изучение именно этих ОМО позволило реконструировать палеособытие вторжения морских вод на этапе 4500–4300 л.н., что может объясняться лишь трансгрессией моря.

Некоторые торфяники в Сибири, расположенные на удалении от побережья морей, но в непосредственной близи от рек, также показывают зависимость формирования от изменчивости гидродинамических условий. Например, в торфяниках близ Новосибирска (Vorgen et al., 2004) наблюдается рост скоростей накопления карбонатов на этапах 8000, 4000 и 1500 л.н., и такая изменчивость торфонакопления связывается именно с гидродинамической активностью, ростом стока, что может являться косвенным признаком роста уровня в реке. В публикации (Willis et al., 2015)

исследованы торфяники Западно-Сибирской низменности, которые накапливались в течение 2700 лет, и их формирование определялось изменчивостью гидрологических условий бассейна осадконакопления, изменением его уровня, что интерпретировано как изменение условий увлажнения местности. В США, на севере Висконсина на огромных пространствах в голоцене сформированы торфяные пласты, интенсивность формирования которых, как показано (Ireland et al., 2013), четко связана с колебанием уровня воды в водоеме, в озере, где и формируются исследованные отложения, а это, в свою очередь, определяется изменением увлажнения, изменением количества осадков. Приведенные выше примеры показывают, что даже вдали от морского побережья или побережья крупных водоемов торфонакопление во многом контролируется изменчивостью уровня озера, причины изменения которого могут быть разными.

Важным объектом исследования изменчивости уровня моря в прошлом являются дельты рек. И зачастую в дельтах накапливаются толщи ОМО, контролируемые уровнем моря. Это хорошо видно на примере дельты р. Лены и других крупных арктических рек России (Большаянов, 2006; Большаянов и др., 2013; Макеев, 1988; Макеев и др., 1988). Практически во всех исследованных устьевых областях рек встречаются толщи ОМО, и их изучение позволило выявить колебания уровня морей арктического бассейна России на этапах 6, 4, 1,5–2 л.н. до высоты 5–7 м.

В дельте р. Миссисипи отложения содержат большое количество органики, но сложены преимущественно песками (Kessel, 2008), и их формирование связано с изменением уровня приемного водоема — моря. Основные этапы осадконакопления в дельте Миссисипи происходили 11000, 8000, 6000 и 4000 л.н., что сопоставимо с этапами осадконакопления в дельтах арктических рек России.

Крупнейшая дельта мира рек Ганг и Брахмапутра формируется в голоцене, и этот процесс подобен таковому для дельты р. Лены, крупнейшей в арктическом бассейне. По сути каждая из крупных протоков развивается как самостоятельная река и определяет локальные условия осадконакопления. В дельте р. Лены наблюдается смещение осадконакопления с запада на восток в течение голоцена, т.е. слева направо по течению, в дельте рек Ганг и Брахмапутра — справа налево, но тоже с запада на восток. Осадконакопление концентрируется во временные интервалы 7000–8000, 4000–5000 и 1500 л.н. (Sarkar et al., 2009), что близко к ленской истории формирования дельты и хорошо коррелируется с кривой изменчивости уровня моря в районе дельты рек Ганг и Брахмапутра с трансгрессивными этапами 1500, 2000, 4000, 6000 и 8000 л.н. При этом следы трансгрессий 6000 и 8000 л.н. располагаются ниже современного уровня моря. Сами исследованные отложения представляют собой специфичный тип ОМО, сформированный остатками мангровой растительности, характерной для побережий низких широт.

Итак, существует множество свидетельств накопления ОМО на побережьях морей и в дельтах рек. В дельте р. Лены такие отложения исследованы наиболее подробно, и сделан вывод об их накоплении в бассейнах подпора в результате быстрого осаждения органического материала, поступавшего в результате его сноса при подъеме уровня моря с берегов моря и реки. Далее при смене трансгрессивного режима регрессией эти отложения интенсивно разрушались эрозией, но затем снова накапливались в течение следующей трансгрессии моря. В результате первая терраса дельты р. Лены состоит из различных по возрасту геологических тел ОМО и песков с алевритами. Геоморфологическое и геологическое строение дельт рек Пясины, Хатанги, Нижней Таймыры, Оби также подтверждают данную модель дельтоформирования, основной идеей которой являются неоднократные в течение голоцена смены трансгрессий регрессиями. Подтверждения

выделяемым этапам трансгрессивно-регрессивного развития в устьях рек находятся в строении и датировках морских террас на этих же побережьях арктических морей, куда упомянутые реки впадают (Большаинов и др., 2013).

Впервые описал механизм формирования ОМО в устьях рек великий ученый и путешественник А.Ф. Миддендорф. Он глубоко понимал роль морских процессов в формировании ландшафтов огромных пространств Сибири и писал еще в середине XIX века: «Но в пределах морской воды я нашел уже и в Таймырском заливе морской ил рыхлее и глину, вопреки суровости края, смешанную с существенно важною долей растительного сора... На устье Пясины ил состоит из “облачных масс”, которые на удобных к тому местах неизледиимо глубоки: эти облачные массы наверно были не иное что, как разросшиеся волокна корней и моха, которые в том холодном климате противостоят разложению и намываются в кучи на подобие облаков. На морском берегу эти пряди волокон заносятся илом, и они образуют в течение времени глиняные и сланцевые слои с рисунками дендритов в прожилках» (Миддендорф, 2004, с. 253–354). Ныне «облачные массы» можно найти в разрезах слоёнок дельты Лены или побережья моря Лаптевых (см. рис. 3 цвет. вклейки).

Исследования маршевого осадконакопления показали (Silinski et al., 2016), что в условиях постоянного колебания уровня водоема на маршах закрепляется растительность. Это объясняет спорные моменты в трактовке результатов изучения ОМО. В одной и той же толще может содержаться автохтонный и аллохтонный органический материал. От характера изменений гидродинамических условий зависит преобладание в толще принесенных или захороненных на месте произрастания растительных остатков. Смена гидродинамической обстановки в таких условиях является самым обычным и постоянно повторяющимся процессом, ежедневно (приливы-отливы), периодически (сгоны-нагоны), в многолетнем масштабе (вековые колебания уровня моря).

Органоминеральные отложения, «слоёнки», отражают морские, мелководные условия осадконакопления не только в голоцене, но и в позднем неоплейстоцене. Имеются доказательства (геоморфологические, геологические, криолитологические), что отложения Ледового комплекса пород (ЛК), занимающие обширные пространства на побережьях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, формировались в субаквальных условиях (Большаинов и др., 2013, Большаинов и др., 2008). Этапы формирования ЛК в центре полуострова Таймыр в каргинское время верхнего неоплейстоцена подробно изучены благодаря тщательным исследованиям ЛК мыса Саблера на западном берегу озера Таймыр в российско-шведской экспедиции 1995 г. (Большаинов, 2006). Там толща ЛК также сформирована в субаквальных условиях при колебаниях уровня пресноводного озера, но связанного гидравлически с морским бассейном каргинской трансгрессии. Отложения ЛК обогащены аллохтонной органикой, и схема их формирования сходна с таковой, характерной для голоценовых ОМО дельты р. Лены (Большаинов и др., 2013; Bolshiyarov et al., 2015). Разница в формировании неоплейстоценового и голоценового ЛК лишь в более суровых условиях климата в конце позднего неоплейстоцена, что позволило формироваться мощным многоярусным скоплениям ледяных жил. Но в обоих случаях (голоцена и позднего неоплейстоцена) толщи ЛК — это результат накопления органоминеральных осадков в ходе трансгрессивно-регрессивного цикла.

Морские мелководные условия осадконакопления с привнесом органики в позднем неоплейстоцене выявлены также на побережье Карского моря (Стрелецкая и др., 2012). Другие исследователи показывают аквальный характер (русло реки) накопления осадков, в которых встречается «торфяная» органика (Гусев и др., 2015).

Таким образом, в результате исследований побережий мира накоплено достаточно фактов о формировании ОМО, образование которых связано с изменениями уровня моря в прошлом. Эти отложения являются обычными не только для Арктики, а в том или ином виде встречаются повсеместно, т.е. представляют собой результат процесса осадконакопления в береговой зоне моря, проявляющегося на глобальном уровне. Их формирование напрямую связано с изменением уровня моря, и поэтому такие отложения являются отличным индикатором изменения положения уровня моря в прошлом. В течение голоцена было несколько этапов накопления таких отложений: 6–8, 4, и 1,2–1,5 тыс. лет назад, подобный режим осадконакопления имел место и на более ранних этапах геологической истории. Отложения Ледового комплекса пород на побережьях морей Лаптевых, Восточно-Сибирского, да и Карского в позднем неоплейстоцене могли формироваться в субквальных условиях подпора со стороны моря. Рассмотренные органоминеральные отложения могут широко применяться для исследований колебаний уровня моря в прошлом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ачкасов А.И., Карташова Г.Г.* Некоторые данные палинологического анализа голоценового торфяника Усть-Порта // Вестник Московского университета. Сер. География. 1977. № 3. С. 113–117.
- Большаинов Д.Ю.* Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 296 с.
- Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Гусев Е.А., Шнайдер В.* Проблема происхождения ледового комплекса пород и существования в прошлом «земель Санникова» в море Лаптевых в позднем неоплейстоцене // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 151–160.
- Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г.* Происхождение и развитие дельты р. Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
- Гусев Е.А., Молодьков А.Н., Деревянко Л.Г.* Сопкаргинский мамонт, время и условия его обитания (север Западной Сибири) // Успехи современного естествознания. 2015. № 1. С. 432–435.
- Гусев Е.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н., Яржембовский Я.Д., Макарьев А.А., Арсланов Х.А., Кузнецов В.Ю., Петров А.Ю., Григорьев В.А., Токарев И.В.* Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям Западного Таймыра и островов Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3 (109). С. 74–84.
- Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Арсланов Х.А.* Перемещение береговой линии Белого моря и гляциозостатическое поднятие суши в голоцене (район поселка Кузема, северная Карелия) // Доклады академии наук. Серия География. 2012. Т. 442. № 2. С. 263–267.
- Кортаев В.Н., Сидорчук А.Ю., Тарасов П.Е.* Палеогеоморфологический анализ речных дельт Тазовской губы // Геоморфология. 1990. № 2. С. 78–84.
- Кривинер Р.Б.* Ваттовые отложения бассейнов нижней Оби и Печоры и их значение для понимания палеогеографии четвертичного периода // Сб. статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недр, 1965. Вып. 4. С. 130–155.
- Макаров А.С., Трунин А.А.* Изменчивость уровня полярных морей России в голоцене // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3 (109). С. 100–110.
- Макеев В.М.* Колебания уровня Обской губы в голоцене // Географические и гляциологические исследования в полярных странах. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С. 137–146.
- Макеев В.М., Большаинов Д.Ю., Медкова О.Н., Савин В.Б., Федоров Б.Г.* Особенности морфологии долины устьевого участка р. Оби и история формирования современной дельты // Географические и гляциологические исследования в полярных странах. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С. 125–137.
- Методы палеогеографических реконструкций: Методическое пособие / Под ред. П.А. Каплина, Т.А. Яниной. М.: Географический факультет МГУ, 2010. 430 с.
- Миддендорф А.Ф.* Путешествие на север и юг Сибири. СПб.: ГеоГраф, 2004. Т. 1. С. 253–254.

- Романенко Ф.А. Формирование рыхлых отложений Земли Франца-Иосифа в голоцене // Материалы IX Всероссийского совещания по изучению Четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Иркутск, 15–20 сентября 2015 г. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2015. С. 393–394.
- Смирнов В.М. Строение и развитие берегов Карского моря // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 1988. Т. 63. Вып. 3. С. 118–125.
- Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Рекант П.В., Арсланов Х.А. Подземные льды в четвертичных отложениях побережья Карского моря как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена – голоцена // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2012. № 72. С. 28–59.
- Barlow N.L.M., Long A.J., Saher M.H., Gehrels W.R., Garnett M.H., Scaife R.G. Salt-marsh reconstructions of relative sea-level change in the North Atlantic during the last 2000 years // *Quaternary Science Reviews*. 2014. Vol. 99. P. 1–16.
- Bolshiyarov D., Makarov A., Savelieva L. Lena River delta formation during the Holocene // *Biogeosciences*. 2015. Vol. 12. P. 579–593. doi:10.5194/bg-12-579-2015.
- Brain M.J., Kemp A.C., Horton B.P., Culver S.J., Parnell A.C., Cahill N. Quantifying the contribution of sediment compaction to late Holocene salt-marsh sea-level reconstructions, North Carolina, USA // *Quaternary Research*. 2015. Vol. 83. P. 41–51.
- Borren W., Bleuten W., Lapshina E.D. Holocene peat and carbon accumulation rates in the southern taiga of western Siberia // *Quaternary Research*. 2004. Vol. 61. P. 42–51.
- Dommain R., Couwenberg J., Glaser P.H., Joosten H., Nyoman I., Suryadiputra N. Carbon storage and release in Indonesian peatlands since the last deglaciation // *Quaternary Science Reviews*. 2014. Vol. 97. P. 1–32.
- Gouramanis C., Dodson J., Wilkins D., De Deckker P., Chase B.M. Holocene palaeoclimate and sea level fluctuation recorded from the coastal Barker Swamp, Rottneest Island, south-western Western Australia // *Quaternary Science Reviews*. 2012. Vol. 54. P. 40–57.
- Graf M.-T., Chmura G.L. Reinterpretation of past sea-level variation of the Bay of Fundy // *The Holocene*. 2010. Vol. 20 (1). P. 7–11.
- Hanebuth T.J., Voris H.K., Yokoyama Y., Saito Y., Okuno J.I. Formation and fate of sedimentary depocentres on Southeast Asia's Sunda Shelf over the past sea-level cycle and biogeographic implications // *Earth-Sci. Rev.* 2011. Vol. 104. P. 92–110.
- Hargan K.E., Ruhland K.M., Paterson A.M., Holmquist J., MacDonald G.M., Bunbury J., Finkelstein S.A., Smol J.P. Long-term successional changes in peatlands of the Hudson Bay Lowlands, Canada inferred from the ecological dynamics of multiple proxies // *The Holocene*. 2015. Vol. 25 (1). P. 92–107.
- Ireland A.W., Booth R.K., Hotchkiss S.C., Schmitz J.E. A comparative study of within-basin and regional peatland development: implications for peatland carbon dynamics // *Quaternary Science Reviews*. 2013. Vol. 61. P. 85–95.
- Jaworski T., Niewiarowski W. Frost peat mounds on Hermansenøya (Oscar II Land, NW Swalbard) — their genesis, age and terminology // *Boreas*. 2012. Vol. 41. P. 660–672.
- Jones M.C., Peteet D.M., Kurdyla D., Guilderson T. Climate and vegetation history from a 14,000-year peatland record, Kenai Peninsula, Alaska // *Quaternary Research*. 2009. Vol. 72. P. 207–217.
- Kessel R.H. A revised Holocene geochronology for the Lower Mississippi Valley // *Geomorphology*. 2008. Vol. 101. P. 78–89.
- Long A.J., Woodroffe S. A., Milne G.A., Bryant C.L., Wake L.M. Relative sea level change in west Greenland during the last millennium // *Quaternary Science Reviews*. 2010. Vol. 29. P. 367–383.
- Long A.J., Woodroffe S.A., Milne G.A., Bryant C.L., Simpson M.J.R., Wake L.M. Relative sea-level change in Greenland during the last 700 yrs and ice sheet response to the Little Ice Age // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. Vol. 315–316. P. 76–85.
- Mann T., Rovere A., Schöne T., Klicpera A., Stocchi P., Lukman M., Westphal H. The magnitude of a mid-Holocene sea-level highstand in the Strait of Makassar // *Geomorphology*. 2016. Vol. 257. P. 155–163.

- Moreno J., Fatela F., Leorri E., De la Rosa J.M., Pereira I., Araujo M.F., Freitas M.C., Corbett D.R., Medeiros A. Marsh benthic Foraminifera response to estuarine hydrological balance driven by climate variability over the last 2000 yr (Minho estuary, NW Portugal) // *Quaternary Research*. 2014. Vol. 82. P. 318–330.
- Rowlands G., Purkis S., Bruckner A. Diversity in the geomorphology of shallow-water carbonate depositional systems in the Saudi Arabian Red Sea // *Geomorphology*. 2014. Vol. 222. P. 3–13.
- Sarkar A., Sengupta S., McArthur J.M., Ravenscroft P., Bera M.K., Bhushan R., Samanta A., Agrawal S. Evolution of Ganges–Brahmaputra western delta plain: clues from sedimentology and carbon isotopes // *Quaternary Science Reviews*. 2009. Vol. 28. P. 2564–2581.
- Silinski A., Heuner M., Troch P., Sara Puijalón S., Bouma T.J., Schoelynck J., Schröder U., Fuchs E., Meire P., Temmerman S. Effects of contrasting wave conditions on scour and drag on pioneer tidal marsh plants // *Geomorphology*. 2016. Vol. 255. P. 49–62.
- Stephan P., Goslin J., Pailler Y., Manceau R., Suanez S., Vliet-Laanoë B.V., Henaff A., Delacourt Ch. Holocene salt-marsh sedimentary infilling and relative sea-level changes in West Brittany (France) using foraminifera-based transfer functions // *Boreas*. 2015. Vol. 44. P. 153–177.
- Van den Putten N., Verbruggen C., Ochyra R., Spassov S., Beaulieu J.-L. de, Dapper M. de, Hus J., Thouveny N. Peat bank growth, Holocene palaeoecology and climate history of South Georgia (sub-Antarctica), based on a botanical macrofossil record // *Quaternary Science Reviews*. 2009. Vol. 28. P. 65–79.
- Van den Putten N., Mauquoy D., Verbruggen C., Björck S. Subantarctic peatlands and their potential as palaeoenvironmental and palaeoclimatic archives // *Quaternary International*. 2012. Vol. 268. P. 65–76.
- Van den Putten N., Verbruggen C., Björck S., Michel E., Disnar J.-B., Chapron E., Moine N.B., de Beaulieu J.-L. The last termination in the South Indian Ocean: a unique terrestrial record from Kerguelen Islands (49°S) situated within the Southern Hemisphere westerly belt // *Quaternary science reviews* 2015. Vol. 122. P. 142–157.
- Wake L.M., Milne G.A., Long A.J., Woodroffe S.A., Simpson M.J.R., Huybrechts P. Century-scale relative sea-level changes in West Greenland – A plausibility study to assess contributions from the cryosphere and the ocean // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. Vol. 315–316. P. 86–93.
- Willis K.S., Beilman D., Booth R.K., Amesbury M., Holmquist J., MacDonald G. Peatland paleohydrology in the southern West Siberian Lowlands: Comparison of multiple testate amoeba transfer functions, sites, and Sphagnum $\delta^{13}C$ values // *The Holocene*. 2015. Vol. 25 (9). P. 1425–1436.
- Woodroffe S. A., Long A.J., Punwong P., Selby K., Bryant C.L., Marchant R. Radiocarbon dating of mangrove sediments to constrain Holocene relative sea-level change on Zanzibar in the southwest Indian Ocean // *The Holocene*. 2015. Vol. 25 (5). P. 820–831.
- Woodroffe S. A., Long A.J., Milne G.A., Bryant C.L., Thomas A.L. New constraints on late Holocene eustatic sea-level from Mahe, Seychelles // *Quaternary Science Reviews*. 2015. Vol. 115. P. 1–16.

A.S. MAKAROV, D.Yu. BOLSHIYANOV

ORGANOMINERAL DEPOSITS ON THE COASTS, AS AN INDICATOR OF THE POSITION OF THE SEA LEVEL IN THE PAST

It is shown that the organic-mineral deposits are a specific kind of the coastal zone deposits, the formation of which is due to sea-level changes in the past. These deposits are unique not only in the Arctic, and in one form or another be found everywhere, that is, are the result of sedimentation processes in the coastal zone of the sea, which manifests itself at the global level. Their formation is directly related to changes in sea level, and therefore, these deposits are an excellent indicator of the change in the position of the sea level in the past. It should be noted that during the Holocene were several stages of accumulation of sediments 6–8, 4, and 1,2–1,5 thousand years ago, indicating a possible change in the level of the Global Ocean in these time periods. It turns out that the organic-mineral deposits have great potential as an indicator of the position of the sea level in the past.

Keywords: Holocene, Arctic, coastal zone, sea-level change's indicators.

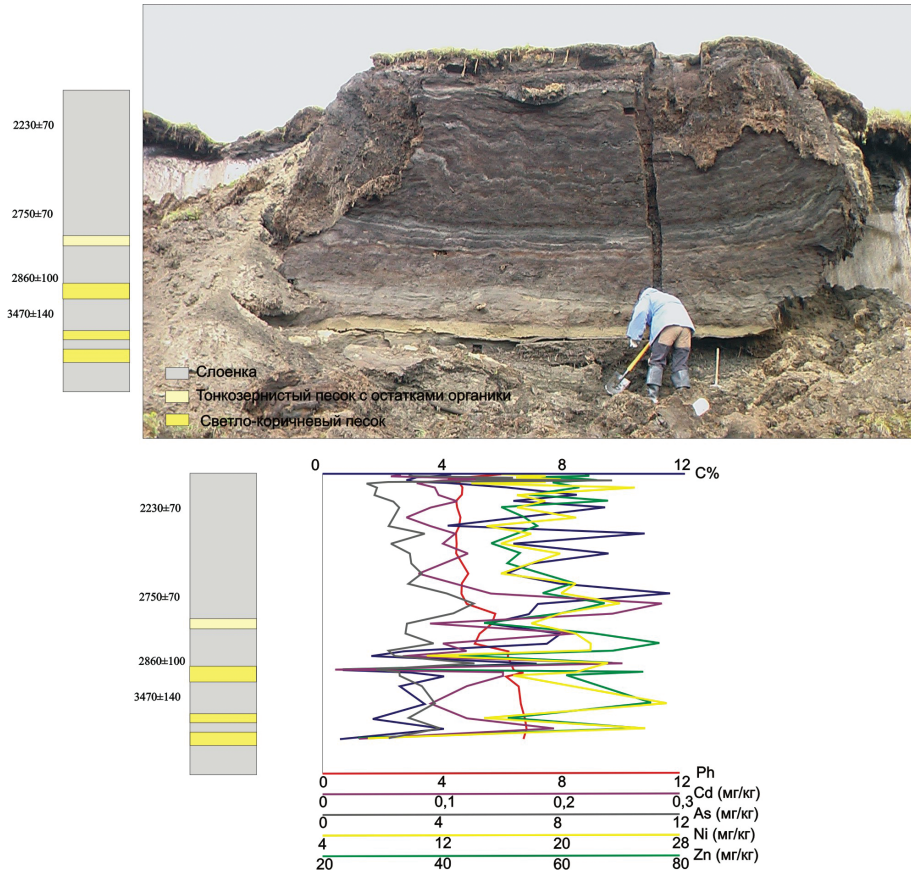


Рис. 3. Отложения слоёнки в дельте р. Лены — «облачные массы» по Миддендорфу.

К статье А.Ф. Зенькова и др.

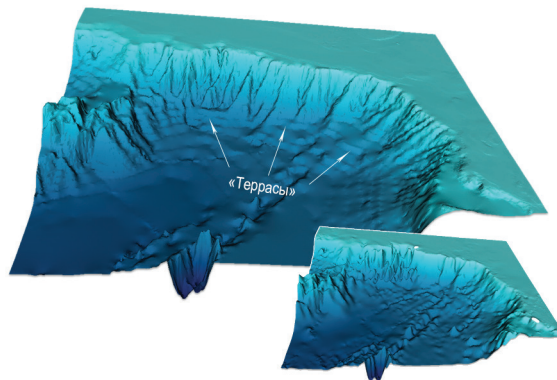


Рис. 1. Сравнение ЦМРД ИВСАО и модели на основе БРБД.