

СУСПЕНЗИТЫ ВРЕМЕНИ ПОСЛЕДНЕГО ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ НА ТЕРРИТОРИИ РУССКОЙ РАВНИНЫ И ПРИЛЕЖАЩИХ ШЕЛЬФОВ: ТИПЫ, ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

И.А. Чистякова, Ю.А. Лаврушин

Среди суспензитов или отложений мутьевых потоков (ритмитов) позднеледниковья можно выделить два типа. Первый из них гляциосуспензиты, а второй – криосуспензиты. Предложенные названия определяют, главным образом, источник материала, с которым связано формирование мутьевых потоков. Соответственно, гляциосуспензиты связаны с процессами деградации ледниковых покровов, а образование криосуспензитов обусловлено массовым таянием вечной мерзлоты в перигляциальной зоне.

Каждый из выделенных типов суспензитов разделяется подтипы. Среди гляциосуспензитов первый связан с осадконакоплением в приледниковых озерах. Второй подтип – это ритмичные отложения, накапливающиеся в пределах мелководного гляциального шельфа. Образование мутьевых потоков в этих условиях также связано с деградацией ледникового покрова, а осадконакопление происходит в солончатоводном водоеме.

Среди криосуспензитов выделяются три подтипа. Первый из них связан с деградацией вечной мерзлоты в перигляциальной зоне, что способствует выносу в речные долины и в морские или озерные акватории значительного количества мелкозема со склонов и из овражной сети.

Второй подтип криосуспензитов связан с образованием ритмитов в долинах рек и на обширных аллювиальных равнинах в зоне распространения современной и плейстоценовой мерзлоты. Поскольку это не имеет непосредственного отношения к Русской равнине, в настоящей статье этот подтип нами только обозначен, но не рассматривается в деталях. Речь идет о плейстоценовом аллювии таких рек как Индигирка, Яна, Колыма, особенности накопления которого рассматривались ранее [Лаврушин, 1963]. Как известно, в летнее время воды Индигирки обладают повышенной мутностью. Главное значение в этом процессе играет термообразное обрушение берегов, сложенных рыхлыми сильно льдистыми породами, талые воды наледей и ледников, а также склоновые процессы. Образую-

щиеся в пределах Индигирской аллювиальной равнины ритмиты являются, главным образом, монофракционными и осложнены прослойками режелационного льда, а также ледяными клиньями. Поэтому эти образования можно с полным основанием отнести к аллювиальным криоритмитам субарктически-субазрального типа.

Третий подтип криосуспензитов – это склоновые ритмиты перигляциальной области, впервые описанные во Франции и в Польше, и анализ строения которых также опубликован ранее [Лаврушин, 1965]. Наиболее общей особенностью осадконакопления всех этих образований является связь последнего с потоковыми или склоновыми перемещениями осадочного материала в среде повышенной плотности. По существу, в данном случае речь идет о процессах субазрального турбидитового осадконакопления, что отражает принципиально новый подход к проблемам наземного седиментогенеза.

В настоящей статье мы остановимся подробнее только на некоторых из выделенных разновидностей суспензитов.

Гляциосуспензиты приледниковых озер

В разрезах отложений последнего позднеледниковья Русской равнины значительную роль играют ритмично-слоистые глинистые отложения, так называемые ленточные или ленточноподобные глины.

Эти отложения характеризуются прежде всего слоистостью, которая обусловлена частым чередованием тонких слоев алеврита, выделяющегося светлой окраской, и значительно более темных слоев глины. По слоям алеврита породы легко делятся на плитки. В естественных обнажениях и образцах порода выглядит горизонтально полосчатой или «ленточной». Толщина индивидуальных слоев варьирует от 1 мм и менее до 100 мм и более. Правильнее такие толщи называть ритмитами.

Согласно традиционным представлениям, достаточно прочно утвердившимся в литологии, фор-

мирование ленточных глин и ленточноподобных отложений в приледниковых бассейнах связывают с годичной цикличностью обычного гидрогенного бассейнового осадконакопления. При этом глинистые прослои трактуются как зимние образования, накопившиеся в сравнительно спокойней подледной гидродинамической обстановке при дефиците поступающего в бассейн терригенного материала, а песчаные и алевритовые прослои объясняются как летние накопления. Такие представления о генезисе ленточных глин способствовали развитию специфического метода абсолютной геохронологии (варва-хронологии), основанного на подсчете количества пар лент (ритмов «глина-алеврит») в разрезах этих отложений.

Позднее при анализе строения озерно-ледниковых глин на территории Германии и Эстонии [Пиррус, 1965] в летних слоях была обнаружена еще более тонкая слоистость, которая была интерпретирована как результат изменения динамики суточного осадконакопления.

В целом описываемые отложения приледниковых озерных бассейнов широко распространены в Приневской низине, на юге Финляндии, в странах Прибалтики, в Центральной и Западной Европе, в Канаде.

В Эстонии [Пиррус, 1970] ленточные глины по типу слоистости и мощности лент подразделены на несколько разновидностей:

1. Толща глин со значительным преобладанием мощности песчаного (летнего) слоя над глинистым. Подобного типа глины относят к проксимальной части бассейна.

2. Глины с правильной ритмичной слоистостью. Не наблюдается резкого колебания мощности отдельных лент, толщина которых составляет обычно 1–5 см.

Нижние слои обычно не содержат грубозернистого материала, а состоят главным образом из мелкоалевритовых и крупнопелитовых частиц. Обломочный материал этих слоев распределен более или менее равномерно или дифференцирован на мелкие слои внутри слоя. В ряде мест наблюдается постепенное уменьшение среднего размера частиц в направлении верхней части летнего слоя, в других местах изменения в гранулометрическом составе слоя выявляются более сложно. Разнообразен и характер контакта с вышележащим зимним слоем. В одних случаях он резкий, в других – переходный. Глинистый слой обычно лишен видимой слоистости. Сложен он преимущественно глинистыми частицами, дисперсность которых постепенно повышается сверху. Завершается слой мельчайшей, едва заметной (0,01–0,05 мм) пленкой черного цвета, на кото-

рой с резким контактом залегает материал летнего слоя следующего цикла седиментации.

Эти осадки относят к отложениям центральных частей бассейна. Они составляют обычно основную часть разрезов ленточных глин

3. Ленты дистальной зоны бассейна характеризуются небольшой мощностью, высокой дисперсностью материала и явным преобладанием глинистого слоя. Нижний слой ленты сохраняется при этом только в виде очень тонкого слоя, отчасти даже в виде своеобразной плоскости напластования.

Ленточные и ленточноподобные образования описаны в пределах Финского залива, а также среди отложений Балтийского ледникового озера.

Общей особенностью всех перечисленных местонахождений озерно-ледниковых отложений является неблагоприятная экологическая обстановка, которая была обусловлена высокой мутностью вод, способствовавшей, по существу, образованию «мертвых» бассейнов.

Как отмечалось выше, формирование ленточных и ленточноподобных отложений связывается обычно с сезонной цикличностью.

Трудно объяснимые с таких позиций литологические данные, включающие срезание одних слоев (лент) другими, наличие четко выраженных несогласий между отдельными лентами, резкие фациальные переходы и др., не принимались, как правило, во внимание. Однако, с позиций развивавшихся в последние года идей об автокинетических процессах осадконакопления в области лавинной седиментации [Лисицын, 1988], к которым, судя по скоростям осадконакопления (более 100мм / 1000 лет), могут относиться и зоны приледниковых шельфовых бассейнов, может быть предложен иной, нетрадиционный механизм формирования ленточноподобных отложений.

Следует отметить, что в отдельных публикациях уже высказывались нетрадиционные взгляды на формирование ленточных глин. Так, Г.М. Эшли, изучавший «ритмиты» (ленточные глины) в северных озерах США, пришел к выводу, что этот тип отложений формировался турбидитными потоками [Ahly, 1975]. В частности, в озере Хичкок им было выделено 3 разновидности ленточных глин: 1) мощность глинистых прослоев больше мощности алевритовых прослоев, 2) мощности глинистых и алевритовых прослоев примерно одинаковы, 3) мощность глинистых прослоев меньше мощности алевритовых прослоев. Все они формировались турбидитными потоками. Поступление значительных количеств глинистого материала в бассейн, как считает

Г.М. Эшли, происходит непрерывно в течение всего года, тогда как алевритовая компонента осадка поступает в основном в летний период. В результате в летних прослоях алевритовая компонента существенно преобладает над глинистой, а в зимних – представлены в основном глины.

Различное соотношение мощностей алевритовых прослоев объясняется разным удалением источников питания (устьев рек, абразионных берегов и др.). Вблизи источников питания мощность алевритовых прослоев преобладает над мощностью глинистых слоев. С удалением от источника соотношения мощностей выравнивается и в центральных районах бассейна (наиболее удаленных от источника питания) мощность глинистых прослоев значительно больше мощностей алевритов. Таким образом, хотя формирование ритмов Г.М. Эшли, также как и предыдущие исследователи связывает с сезонными факторами, в качестве механизма формирования осадков предлагаются турбидитные потоки. Если же быть до конца последовательными, то можно представить, что оба компонента слоистой пары (алеваит и глина) являются продуктом одного турбидитового процесса.

Как показывают экспериментальные исследования, одной из характерных особенностей суспензионных потоков, возникших из разнородного материала, является их четкая гранулометрическая расслоенность, возникающая в этих потоках в процессе переноса материала, которая и является одной из причин слоистости формируемых отложений. При этом соотношение мощностей гранулометрически разных слоев зависит не столько от удаления от источника питания, сколько от плотности потока: в ритмитах, образуемых из более высоко плотностных потоков, мощность зернистых прослоев (песков, алевритов), как правило, больше мощности глин. Естественно, при прочих равных условиях формирование высокоплотностных потоков более вероятно (но совсем не обязательно) вблизи источника питания.

Гляциосуспензиты мелководного гляциального шельфа (на примере Баренцева моря)

В последние годы мощные толщи ленточно-подобных коричневых глин были установлены при инженерно-геологическом бурении в акватории Баренцева моря. Эти образования составляют так называемый второй сейсмокомплекс и мощность их достигает 70 м. Эти глины имеют очень широкое развитие, распространены до от-

меток около минус 300 м и отсутствуют лишь в зоне мелководья (на глубинах менее 90–100 м). Наибольшую мощность они имеют в крупных изометричных впадинах, расположенных к югу и юго-востоку от Гусиной банки, к востоку от о. Колгуева и в узких протяженных желобах – Северном и Южном Канинских, Гусином и др. В разрезе коричневых глин наряду с доминирующими тонкими глинистыми образованиями (содержание пелитовой фракции до 80–90%) почти постоянно присутствуют маломощные (до 1 см) прослои алевритов, реже – прослои темно-серых «мореноподобных» миктитов, которые обнаружены в разрезах периферических частей крупных впадин. В северных и северо-западных (Приновоземельских) районах Баренцева моря коричневые глины полностью выпадают из разреза четвертичных отложений, и голоценовые осадки залегают непосредственно на темно-серых суглинках верхневалдайской морены.

Подробно этот тип суспензитов был описан ранее [Лаврушин и др., 1991]

Наиболее полный разрез этих глин вскрыт скв. 32 и 33, пробуренных к югу от Гусиной банки (глубины моря около 120 м). Здесь глины залегают в интервале 1,25–73 м, однако коричневые разновидности наблюдаются лишь ниже инт. 5–9 м. Подошва глин и их контакт с валунными суглинками на отм. 73,0 м – четкая, слабо волнистая, а граница с перекрывающими, явно голоценовыми глинистыми песками – отчетливая, ровная. В разрезе глин выделяется 9 пачек, связанных постепенными переходами, поэтому приводимые ниже цифровые обозначения границ между ними имеют в значительной степени условный характер. Выделяются следующие пачки (сверху вниз):

1. 9,0–16,0 м. Глины светло-коричневые с черными обогащенными гидротроилитом тонкими алевритовыми слоями (5–6 мм) и слойками тонкого серого алеврита (1–3 см). Интервалы между прослоями алевритов составляют 5–10 см. Наблюдаются мелкие оползневые деформации.
2. 16,0–50,0 м. Глины коричневые с тонкими (от менее 1 до 2 мм) слойками мелкого желтовато-серого алеврита и редкими черным глинистыми прослоями. Прослои алевритов распределены по разрезу крайне неравномерно: интервалы между ними изменяются от первых сантиметров до 15–20 см и более. В глинах наблюдается тончайшая (доли мм) слойчатость. Так же, как и в вышележащей пачке имеются следы оползневых деформаций. Чрезвычайно редко встречается единичный щебень темно-серых плотных алевритов.
3. 50,0–57,0 м. Коричневые глины с многочислен-

- ными тонкими (от долей мм до 2–3 мм) прослоями светлых коричневато-серых алевроитов.
4. 57,0–59,0 м. Глины темно-коричневые с красноватым оттенком. С интервалом в 5–10 см встречаются прослой (0,4–3,0 см) тонких темно-серых глин, имеющих резкие четкие нижние границы и постепенные верхние.
 5. 59,0–61,0 м. Коричневые глины с комочками темно-серых суглинков разнообразной формы и размера (от нескольких мм до 5–6 см). В наиболее крупных комочках суглинков постоянно встречается грубообломочный материал гравийной размерности. Количество суглинистых комков в инт. 59–60 м увеличивается настолько, что они образуют сплошное слоевидное скопление мощностью до 10–20 см. Здесь же встречается много обломков литифицированных осадочных пород. Во всем описываемом интервале широко распространены оползневые деформации.
 6. 61,0–66,0 м. Коричневые глины с красноватым оттенком аналогичные глинам интервала 57,0–59,0 м.
 7. 66,0–69,0 м. Глины темно-коричневые с единичными тонкими прослоями темно-серых глин и отдельными крупными комочками плотных темно-серых суглинков. Длинная ось комочков ориентирована горизонтально. В глинах исчезает красноватый оттенок, характерный для отложений вышележащей пачки. Осадки иногда нарушены оползневыми деформациями.
 8. 69,0–73,0 м. Глины темно-коричневые. В отличие от вышележащей пачки количество комочков темно-серых суглинков в них увеличивается. Иногда они образуют даже слоевидные скопления.

Как уже отмечалось, ленточноподобные осадки распространены в основном в южной части Баренцева моря. В других районах этот тип отложений распространен локально, например, в северо-западной части бассейна. Там этот литогенетический тип представлен темно-серыми глинами с тонкими слоями алевроитов и имеет четко выраженное циклическое строение. Каждый цикл начинается частым переслаиванием глин и алевроитов. Мощность глинистых прослоев достигает 2–5 см, алевроитовых – 2–3 мм. К кровле цикла мощность глинистых прослоев увеличивается до 15–17 см. Всего выделяется четыре цикла, мощность каждого из которых составляет 0,5–0,8 м. Грубообломочный материал и визуально устанавливаемые органические остатки отсутствуют.

Учитывая возможные механизмы и условия формирования описанной толщи, нам представляется возможным выделить шесть разновидностей глин, формирование которых в той или иной степени связано с автокинетическими про-

цессами, генерируемыми отступающим верховалдайским ледником.

В самом основании разреза глин (инт. 69,0–73,0 м) отложения могут быть отнесены к гляциотурбидному типу, формировавшемуся в бассейне в непосредственной близости от края отступавшего ледника. Поскольку изменение положения ледника обычно носит пульсационный характер, то это и нашло свое прямое отражение в особенностях строения нижней пачки. Здесь в осадках постоянно встречается сравнительно большое количество комочков суглинков, которые иногда даже формируют маломощные самостоятельные прослой. Наличие суглинистых включений свидетельствует о том, что накопление глин мутьевыми потоками часто нарушалось более высоко-плотностными гляциотурбидными потоками, которые несли во взвешенном состоянии большое количество обломочного (комки моренных суглинков) материала.

Выше (инт. 73–69 м) залегают осадки, которые формировались в зоне бассейна, уже значительно удаленной от края отступавшего ледника. В глинах суглинистые комочки встречаются значительно реже, меньше становится и тонких прослоев темно-серых глин, который, очевидно, образовались за счет глинистого вещества матрикса моренных суглинков, диспергированного в гляциотурбидном автокинетическом потоке. При этом более грубозернистый материал, освобождающийся из суглинков, отлагался в дистальной, периферической части бассейна. В глубоководные районы попадали лишь отдельные недиспергированные комочки, которые в виде «грубозернистого» материала встречаются в глинах.

Третья разновидность глин залегает в интервале 57,0–66,0 м. Глины имеют характерный красноватый оттенок, свойственный поверхностному 5–10-сантиметровому слою хорошо аэрируемых осадков, контактирующих с обогащенными кислородом придонными водами. Поступление глинистого материала в летний период носило, скорее всего, пульсационный характер. Каждая вновь поступающая порция глинистой суспензии нарушала ранее накопленный слой. В результате мощность окисленного горизонта сравнительно велика. С циклическим поступлением суспензий, по-видимому, связана размытость верхних границ слоев темно-серых глин, которые, вероятно, в значительной степени отражают восстановительную обстановку. В какой-то период накопления описываемого типа глин произошло временное наступление ледника. Этому периоду соответствовало накопление осадков в интервале 50–61 м, которые представ-

ляют собой гляциотурбидиты с большим количеством комочков суглинков и обломков литифицированных осадочных пород. Судя по небольшой мощности интервала гляциотурбидитов прогрессирующая активность края ледника была непродолжительной.

Четвертая разновидность глин, которые можно рассматривать, как типичные ленточные обнаружен в интервале 50,0–57,0 м. Они представляют собой равномерно ритмичные отложения, в которых каждый ритм представлен 2–3 мм слоем алеврита и 1–2 см слоем глины. Учитывая исключительно равномерную ритмичность и сравнительно небольшую мощность глинистых прослоев, можно предположить, что рассматриваемый горизонт ленточных глин формировался в удаленной от края ледникового покрова части акватории.

Залегающие выше глины (инт. 16–50 м), относимые ко второму подтипу ленточных глин, характеризуются крайней неравномерностью распределения по разрезу прослоев алевритов. Интервалы между ними изменяются от первых сантиметров до 15–20 см и более. Такое строение разреза объясняется периодической изменчивостью интенсивности абляции, с которой связан принос материала в бассейн осадконакопления.

Следующая разновидность глин выделяется в интервале 9–16 м. В отличие от вышеописанного этот подтип характеризуется равномерной ритмичностью отложений, в которых прослой алевритов мощностью 5–6 мм чередуются с прослоями глин 5–10 см. Увеличение мощности глинистых прослоев по сравнению с первым подтипом легочных глин свидетельствует, на наш взгляд, о существенном удалении источника осадочного материала (края деградирующего ледника). Справедливость этого предположения подтверждается литологическим составом залегающих выше глин, которые выделяются в особый, переходный тип отложений.

Описанные ленточные глины, учитывая предложенный механизм их формирования из суспензионных потоков талых ледниковых вод, также могут быть отнесены к гляциоритмитам.

Переходная разность глин залегает в интервале 5–9 м и отражает период завершения перестройки бассейна из полузамкнутого солоноватоводного водоема в открытый бассейн нормальной солености. Поэтому в основании горизонта глины имеют коричневый оттенок, который в верхней части горизонта совершенно исчезает, и глины становятся серыми. Такое изменение цвета характеризует смену окислительных условий осадконакопления восстановительными.

Таким образом, постепенная деградация ледников в позднеледниковье носила пульсирующий характер. В этот период во впадинах юго-восточной части бассейна и на ограниченных участках северо-западных районов сформировалась серия замкнутых или полузамкнутых солоноватоводных бассейнов, которые, благодаря пруживающей роли отступающих ледников, имели крайне ограниченную связь с водами Атлантики. В эти полузамкнутые водоемы из окружающих тающих ледяных массивов поступала масса взвешенного материала. При импульсивном поступлении масс разжиженного материала формировались более высокоплотностные потоки, которые приводили к формированию толщи коричневых глин с прослоями алевритов и темно-серых глин с комочками суглинков, реже с прослоями песков и суглинков, являющихся своеобразным ковром волочения. Необычный, преимущественно коричневый цвет осадков в южной части акватории был связан в значительной своей части с преобразованием глинистых минералов (биотита) в солоноватоводной обстановке.

Формирование описанных отложений непосредственно связано с гляциальным факторам. При этом отступающий ледник здесь выполняет несколько функций. За счет своей экзарационной деятельности он образует желоба, становящиеся зонами активного осадконакопления в период дегляциации. Во-вторых, формируя морену, аккумулирует в бассейне массы осадочного материала; в-третьих, поставляет в прилегающих бассейнах большие объемы пресных вод, выносящих моренный материал и формирующие суспензионные потоки вещества; и, наконец, отступавшие ледники до какого-то определенного этапа могут играть роль своеобразных природных дамб, отделяющих приледниковые бассейны от морских вод. Дальнейшая деградация ледника и продолжающееся повышение уровня моря в связи с послеледниковой трансгрессией существенно изменило соотношение поступающих в бассейн седиментации пресных и соленых морских вод: количество первых значительно сократилось, а поступление тяжелых морских вод увеличилось. Это должно было привести к расслоению водной массы в наиболее глубоких депрессиях морского дна: морские воды нормальной солености накапливались в придонных горизонтах (глубже 150–250 м), а на поверхности формировался существенно опресненный слой морской воды. Подобное расслоение и послужило, на наш взгляд, основной причиной того, что заметной мощности ленточные глины почти выклиниваются на южном борту Центральной впадины на глубинах

около 250–300 м. Следует заметить, что обстановка, существовавшая в Центральной впадине в позднеледниковье, судя по палеогеографическим реконструкциям, должна была бы способствовать формированию суспензионных потоков, а следовательно, и накоплению мощной толщи гляциоритмитов на дне впадины. Поэтому можно предположить, что суспензионные потоки на склонах Центральной впадины на самом деле существовали. Однако, продвигаясь по склонам и достигая поверхности галоклина, который был расположен на глубинах 150–250 м, скорость суспензионных потоков при переходе в более плотную среду резко уменьшалась, и весь взвешенный материал отлагался на поверхности склона. Таким образом, галоклин являлся естественным барьером на пути суспензионных потоков, глубже которого формирование лентчоподобных отложений становилось невозможным.

Наконец, важно подчеркнуть, что максимальное распространение толщ коричневых глин территориально связано с Печорским морем и Мурманской банкой. Скорее всего подобную их пространственную приуроченность можно объяснить палеогляциологическими особенностями дегляциации, связанными с наличием в этих районах зон сочленения различных ледниковых покровов, о также более быстрым образованием ингрессионных приледниковых заливов. В северных районах пока подобных толщ не обнаружено. Скорее всего это может быть связано с медленным фронтальным отступанием ледниковых покровов. В этом случае в разрезе строение отложений мелководного гляциального шельфа несколько упрощается: из него исчезают толщи замкнутых и полужамкнутых бассейнов.

Криосуспензиты перигляциальной зоны последнего оледенения

Лентчоподобные ритмичнослоистые отложения известны в Прикаспии и в генетическом плане они относятся всеми исследователями к отложениям раннехвалынской трансгрессии. Раннехвалынские глины северного Прикаспия изучались многими исследователями [Москвитин, 1962; Приклонский и др., 1956; Федоров, 1978; Свиточ, 1991; Бадюкова, 2000; и др.]. Нами они были детально изучены в ряде разрезов (Цаган-Аман, Колобовка, Средняя Ахтуба и др.), результаты этих работ опубликованы ранее [Чистякова, 2001].

Выделяются следующие основные разности раннехвалынских глинистых отложений:

Глины шоколадные, плотные, содержащие только отдельные прослои и присыпки алеврита.

Мощность чисто глинистых прослоев 8–30 см, алевритовых – от несколько миллиметров до 3 см.

Встречены единичные раковины морских моллюсков, внутри пустые, не заполненные терригенным материалом, что также свидетельствует об очень спокойном гидрологическом режиме бассейна осадконакопления.

Можно выделить несколько разновидностей, в зависимости от содержания алевритовых прослоев в глинах:

а). Преобладание чистых глин, алевриты присутствуют в виде волосяных прослоев и присыпок. Мощность чисто глинистых прослоев 8–30 см.

б). Глины с тонкими прослоями алевритов. Мощность глинистых прослоев 4–10 см, алевритовых – несколько мм, иногда до 3 см.

в). Переслаивание прослоев массивных глин (или с очень тонкой слабо выраженной слойчатостью) и прослоев, которые характеризуются очень четкой тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной различным содержанием алевритовых частиц (отложения, переходные к следующему типу).

Данная разновидность глинистых отложений наиболее полно представлена в разрезе Колобовка, где они составляет основную часть разреза, в других разрезах пачки глин данного типа имеют мощность до 0,4 м

2. Глина с очень тонкой четкой горизонтальной слоистостью. Переслаивание слойков чистой глины коричневого цвета и светло-коричневого алеврита. Мощность слойков глин до 5 см, алевритов – до 2–3 мм, но преобладают слойки мощностью около 1 мм. Слоистость очень четкая, обе границы слойков резкие, иногда слоистость нарушена ходами илоедов, заполненными алевритом. Алевритовые слойки часто пропитаны гидроокислами железа, причем наиболее сильно – на границе с глинистыми слойками. Алевритовые слойки сильно карбонатны. Глинистые слойки содержат карбоната кальция существенно меньше. Глинистые слойки алевритовых зерен практически не содержат, есть волосяные слойки, толщиной буквально в 1–2 зерна, сложенные практически исключительно кварцем.

3. Четкое ритмичное переслаивание шоколадных глин и алевритов, имеющих примерно одинаковую мощность (от 1 до 10 см в разных разрезах). Часто наблюдается слоистость нескольких порядков. В прослоях алевритов отмечается тонкая четкая слоистость (мощность слойков до 1 мм, чередуются алевриты и алевроглины). В глинах иногда имеется тонкая слойчатость. Для данного типа отложений также характерны четкие границы между отдельными прослоями.

Вторая и третья разновидность глин слагает основную часть всех изученных разрезов.

4. Алевриты глинистые светло-коричневые и светло-серые. Отложения характеризуются четкой горизонтальной слоистостью с мощностью слоев 1–3 мм, иногда до 5 мм, обусловленной переслаиванием светло-серых алевритов и коричневатых-серых алевроглин. В прослоях алевроглин отмечается более тонкая слабовыраженная слоистость. Все алевриты сцементированы карбонатно-глинистым цементом, светло-серые прослои алевритов более карбонатны, коричневатые-серые алевроглины – менее карбонатны. Слоистость преимущественно горизонтальная, но есть и пологонаклонные косые серии.

Данный тип отложений наиболее характерен для разрезов Средняя Ахтуба и Цаган-Аман.

5. Песчано-алевритовые отложения, рыхлые или слабосцементированные карбонатно-глинистым цементом, слоистость не наблюдается. Эти прибрежно-мелководные отложения в виде слоя мощностью 5–20 см. прослеживаются в нижней части многих разрезов. Именно к этим отложениям приурочено большое количество раковин морских моллюсков.

Общие закономерности осадконакопления ленточных и ленточноподобных отложений

Одной из важнейших закономерностей осадконакопления описанных образований является их примерная разновозрастность. По имеющимся в настоящее время публикациям накопление гляциосуспензитов происходило в интервале времени 13–10 тыс. лет назад. При этом в акватории Баренцева моря, особенно в его южной части, мощность их достигала 70 метров, что позволяет говорить о лавинном типе осадконакопления. Это вполне увязывается с гляциотурбидитовым механизмом накопления описанных отложений. В отличие от накопления типичных турбидитов, в рассматриваемых ситуациях склоны различной крутизны находились в субазральной обстановке, образованной глетчерным льдом, а собственно накопление осадков происходило в субаквальной (озерной или морской) обстановке. При этом основным механизмом привноса осадков служили мутьевые потоки, образованные талыми ледниковыми водами. При этом плотность потоков была различной и зависела не только от расхода талых водно-ледниковых рек и ручьев, но и от количества заимствованного из толщи мореносодержащего льда количества несомого материала. Вторая особенность осадконакопления была обусловлена кинематикой фронтальной части ледникового покрова, его трансгрессивно-регрессивными под-

вижками, что также сказывалось на фациальной обстановке осадконакопления.

Примерно аналогичные условия осадконакопления происходили в депрессиях Балтийского моря, а также частично в прилежащих понижениях ледникового рельефа. В пределах последних максимальная мощность гляциосуспензитов достигает 30 м, что также характеризует временами возникавшие лавинные скорости осадконакопления.

Еще одна важная особенность осадконакопления гляциосуспензитов связана с тем, что осадконакопление (в морских условиях) из-за обилия мути, происходило, по-существу, в «мертвом» бассейне, что было показано польскими исследователями на примере фьордов Шпицбергена [Биогеоценозы ..., 1996].

Что касается криосуспензитов, особенно ленточноподобных отложений раннехвалынской трансгрессии, то, естественно, талые воды последнего оледенения не имели в их формировании никакого значения. Край последнего оледенения находился своей большей частью вне бассейна Волги.

Появление мутьевых потоков, как нам представляется, было связано с деградацией вечной мерзлоты в перигляциальной зоне на побережьях раннехвалынского бассейна, существование которого было в своей значительной части связано с позднеледниковьем. При этом, как известно из литературы, на побережьях – в зоне мобилизации осадочного вещества, происходило уже образование ритмично-слоистых отложений делювиально-солифлюкционного происхождения, а из многочисленных оврагов и балок происходил массовый вынос материала непосредственно в бассейн осадконакопления.

В заключение сформулируем некоторые выводы общего значения, имеющие непосредственное отношение к турбидитовому осадконакоплению. Как известно, основные закономерности проявления последнего были сформулированы для океанских акваторий. Возникновение этого процесса было обусловлено контрастностью подводного рельефа и соответствующим разного генезиса высокоплотностных потоков.

В настоящей статье сделана попытка расширить существующие представления о турбидитовом осадконакоплении. В частности, речь идет о необходимости выделения не только субаквально-океанских турбидитов, но и субазральных или смешанного типа, таких как субазрально-шельфовые.

Что касается субазрально-шельфовых или озерно-ледниковых, то в данном случае речь идет об описанных в настоящей статье гляциотурбидитовых ритмитах. Как было показано,

контрастность рельефа в данном случае остается одним из важнейших факторов, способствующих их образованию. Эта контрастность создается краевой частью деградирующего ледникового покрова. Для криосуспензитов контрастность рельефа имеет, по сравнению с изменениями климата, меньшее значение. Главное влияние приобретает таяние вечной мерзлоты и связанное с этим процессом образование высокоплотных потоков осадочного вещества.

Необходимо особенно подчеркнуть, что субаэральное турбидитовое осадконакопление связано не только с позднеледниковьем. Уж давно

его проявление отмечалось в обстановке формирования крупных дельт. К этому же типу осадкообразования может быть отнесено формирование селевых потоков, особенно свойственных орогенным сооружениям и т.д. Уже даже столь незначительное количество примеров, на которые сделаны ссылки в настоящей работе, дает основание считать, что процессы турбидитового осадконакопления отличаются большим разнообразием и дальнейшее их изучение может способствовать раскрытию новых закономерностей теории седиментогенеза.

Работа выполнена по проекту 8.3 ОНЗ РАН.

Литература

- Биогеоценозы гляциальных шельфов Западной Арктики. Апатиты, 1996. 284 с.
- Бадюкова Е.Н. Генезис хвалынских (плейстоцен) шоколадных глин Северного Прикаспия. Бюлл. МОИП. Отд. геол, 2000. Т. 75, вып. 5. С. 25–31
- История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб: Наука. 1990. 406 с.
- Лаврушин Ю.А., Васильев В.П., Эпштейн О.Г. Специфические особенности строения отложений мелководного гляциального шельфа // Геолого-палеоэкологические обстановки четвертичного периода. ГИН РАН. М., 1991. С. 68–86.
- Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963. Вып. 87. 263 с.
- Лаврушин Ю.А. Некоторые особенности механизма накопления ритмично-слоистых отложений склонов / В кн.: Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965. С. 91–104.
- Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П., Е.А. Спиридонова, Я.В. Кузьмин, Э. Джалл, С. Бурр, А. Желинская, Ф. Шали. Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии – Доклады РАН, 2002, Т. 386, № 2.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении. М.: Наука, 1988. 309 с.
- Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Тр. ГИН АН СССР, 1962, Вып. 64, 269 с.
- Пиррус Э.А. Ленточные глины Эстонии. Таллин: Изд-во Валгус, 1978. – 143 с.
- Свиточ А.А. Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене. // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М., Наука, 1991. с. 3–100.
- Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 310. 164 с.
- Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и геологическая история Каспийского моря. Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука. 1957. вып. 10. 296 с.
- Приклонский В.А., Горькова И.М., Окнина Н.А. и др. Инженерно-геологические особенности хвалынских глинистых пород в связи с условиями их формирования. Тр. Лаб. гидрогеол. пробл., 1956. Т. 13.
- Чистякова И.А. Вещественный состав отложений раннехвалынской трансгрессии // Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода. № 64. 2001. С. 60–69.
- Ahly G.M. Rhythmic sedimentation in glacial lake Hitchcock, Massachusetts – Connecticut // Glaciofluvial and Claciolacustrine Sedimentation. 1975. Special Publication № 23. P. 304–320.