

Р.А.ЩЕКОЛДИН, канд. геол.-минерал. наук, доцент, *rsch@spmi.ru*
Санкт-Петербургский государственный горный институт (технический университет)

R.A.SCHEKOLDIN, *PhDr. g.-m. Sci., Assistant Professor, rsch@spmi.ru*
Saint-Petersburg State Mining Institute (Technical University)

ЦИКЛИЧНОСТЬ ДЕВОНСКИХ И КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НОВОЙ ЗЕМЛИ

В девонских и каменноугольных отложениях Новой Земли выделяются две структурно-формационные зоны: Баренцевская и Карская. Первая характеризуется мощными, преимущественно карбонатными отложениями, содержащими богатый комплекс остатков бентосных организмов, и соотносится с шельфовыми палеообстановками. Для второй характерны маломощные гемипелагические глинистые, известковистые и кремнистые осадки, содержащие немногочисленные остатки пелагических организмов. Эта зона предположительно соответствует батиальным палеообстановкам (склону и ложу бассейна). Процессы осадконакопления как в шельфовой, так и в батиальной области контролируются подъемами и падениями относительного уровня моря, которые повторялись с периодичностью, в среднем равной веку (циклы третьего порядка). Высокое стояние уровня моря соответствует периодам низких скоростей осадконакопления и стагнации в глубоководной зоне. Низкое стояние уровня моря способствует усилению осадочных гравитационных потоков, возрастанию скорости осадконакопления и лучшей аэрации придонных вод.

Ключевые слова: Новая Земля, девон, карбон, цикличность.

CYCLICITY OF THE DEVONIAN AND CARBONIFEROUS DEPOSITS OF NOVAYA ZEMLYA

Two structural-formational zones are recognized in the Devonian and Carboniferous deposits of Novaya Zemlya: the Barents zone and the Kara zone. The first one is characterized by thick, predominantly carbonate deposits, containing a rich complex of benthic fossils, and corresponds to the shelf paleoenvironments. The second one is characterized by thin hemipelagic argillaceous, lime and siliceous deposits, containing scarce pelagic fossils. This zone is suggested to represent bathyal paleoenvironments (slope and basin floor). The main control on sedimentation in both zones provided relative sea-level rises and falls, which repeated with mean periodicity equal to an age (third-order cycles). Sea-level highstands correspond to periods of low sedimentation rates and stagnation in deep-water zone. Sea-level lowstands were favourable to intensification of sediment gravity flows and better aeration of bottom waters.

Key words: Novaya Zemlya, Devonian, Carboniferous, cyclicity.

Введение. Концепция цикличной седиментации оказалась одной из самых плодотворных в осадочной геологии. Она позволила геологам установить порядок в видимом хаосе и описать в сжатом виде мощные толщи сложно переслаивающихся осадочных пород. Геологи смогли сравнивать между собой циклы, циклотемы, или ритмы

(слова применяются как синонимы), наблюдаемые в разных районах.

Однако часто циклы устанавливаются субъективно, без достаточно тщательного анализа разрезов. Кроме того, стремление выявить «идеальные» циклы приводит к тому, что некоторые важные факты отбрасываются. В результате цикл становится для

геолога более важным понятием, чем породы, из которых он состоит.

Использование циклов основано на представлении об упорядоченности осадочных разрезов и о стационарном ходе седиментации, поэтому случайными событиями часто пренебрегают. Тем не менее, в некоторых фациальных обстановках преобладающее значение в осадконакоплении имеют именно случайные события.

Важную роль в интерпретации разрезов играет последовательность фаций, закономерно сменяющих друг друга. Последовательность может быть ограничена сверху и снизу резкими или эрозионными контактами либо перерывами в осадконакоплении. Последовательность может встречаться в разрезе единично либо повторяться циклически.

Для обломочных осадков характерны два вида закономерного изменения гранулометрического состава: 1) размер зерен становится грубее сверху от резкого или эрозионного нижнего контакта (последовательности с погружением сверху) и 2) гранулометрический состав становится более тонкозернистым сверху от резкого или эрозионного контакта (последовательности с утонением сверху). Гранулометрия осадков является обычно мерой силы потока в момент отложения, следовательно, последовательность с погружением сверху, как правило, указывает на усиление потока.

Последовательность некоторых карбонатных пород можно истолковывать так же, как обломочных отложений, поскольку в них хорошо выражены седиментационные структуры и текстуры. Однако последовательность фаций здесь обусловлена не столько физическими процессами, сколько всей совокупностью биологических, химических и физических факторов, связанных со специфическими фациальными обстановками.

Колебания уровня моря по-разному влияют на осадкообразование. Изменения уровня моря могут быть локальными (связанными с тектоникой) или глобальными (эвстатическими).

Положение береговых линий и распространение мелководных морских осадков отражают трансгрессии и регрессии, которые

только отчасти происходят в результате эвстатических изменений уровня моря. Регрессия береговой линии может иметь место и в ходе глобального подъема уровня моря, если интенсивное поступление осадочного материала перекрывает этот подъем, а трансгрессия может происходить во время глобального понижения уровня моря, если скорость локального тектонического или изостатического погружения суши превышает скорость эвстатического падения уровня моря.

В глубоководных осадках эффекты колебания уровня моря не столь очевидны. При трансгрессии сокращается поступление обломочного материала в глубоководные бассейны за счет осаждения его на шельфах и прибрежных равнинах, только тонкозернистый осадок достигает глубоководных областей. Наоборот, поступление грубозернистого материала в глубоководные области может отражать регрессию. В настоящее время палеоокеанологи, имеющие дело с пелагическими осадками, улавливают и более тонкие эффекты: например, анаэробные осадки могут быть связаны с трансгрессиями.

Глобальные, или эвстатические, колебания уровня моря обусловлены вызванными главным образом тектоническими механизмами изменениями либо объема океанских вод, либо вместимости океанских бассейнов. Объем океанских вод может меняться из-за захвата и замерзания части воды в полярных ледовых шапках либо за счет внезапного затопления или высыхания малых океанических бассейнов.

Глобальные изменения уровня моря проявляются циклически, причем различают циклы пяти порядков. Циклы первого порядка продолжительностью в сотни миллионов лет являются результатом возникновения и распада суперконтинентов и, соответственно, раскрытия и закрытия океанических бассейнов. В течение фанерозоя проявились два таких цикла. Циклы второго порядка, длительностью в десятки миллионов лет, считаются результатом погружения пассивных континентальных окраин. Циклы третьего порядка (10^6 лет) связываются с эвстатическими колебаниями [11]. Циклы четвертого и пятого порядков (10^4 - 10^5 лет)

имеют, возможно, орбитальную природу и отвечают циклам Миланковича.

Характеристика и интерпретация литофаций. Девонские и каменноугольные отложения Новой Земли включают широкий ряд морских фаций от прибрежных и мелководно-шельфовых до глубоководных (батиальных). Отложения содержат богатый и разнообразный комплекс органических остатков, что позволило разработать надежную стратиграфическую основу для изучения палеообстановок и палеогеографических реконструкций [1, 2, 9] (рис.1).

В девонских и каменноугольных отложениях Новой Земли выделяются две структурно-формационные зоны: Баренцевская и Карская [10] (рис.2).

Эти зоны существовали с конца раннего девона до позднего карбона, когда произошла перестройка зональности вследствие деструкции и погружения шельфа. Взаимодействие двух этих зон контролировало распределение фаций и обстановок осадконакопления. Баренцевская структурно-формационная зона характеризуется мощными, преимущественно карбонатными отложениями, содержащими богатый комплекс остатков бентосных организмов. Предполагается, что данная зона представляет собой шельфовые палеообстановки. Карская структурно-формационная зона характеризуется мало-мощными глинистыми, известковистыми и кремнистыми осадками, содержащими немногочисленные остатки пелагических организмов (остатки бентоса обнаружены только в альтохтонных осадках). Эта зона предположительно соответствует батиальным палеообстановкам (склону и ложу бассейна). Карская структурно-формационная зона, в свою очередь, подразделяется на Рогачевскую и Литкянскую подзоны. Из них первая примыкает непосредственно к Баренцевской структурно-формационной зоне и соответствует верхней части склона, а вторая, расположенная к северо-востоку от Рогачевской подзоны, соответствует обстановкам нижней части склона, ложа бассейна и подводного конуса выноса.

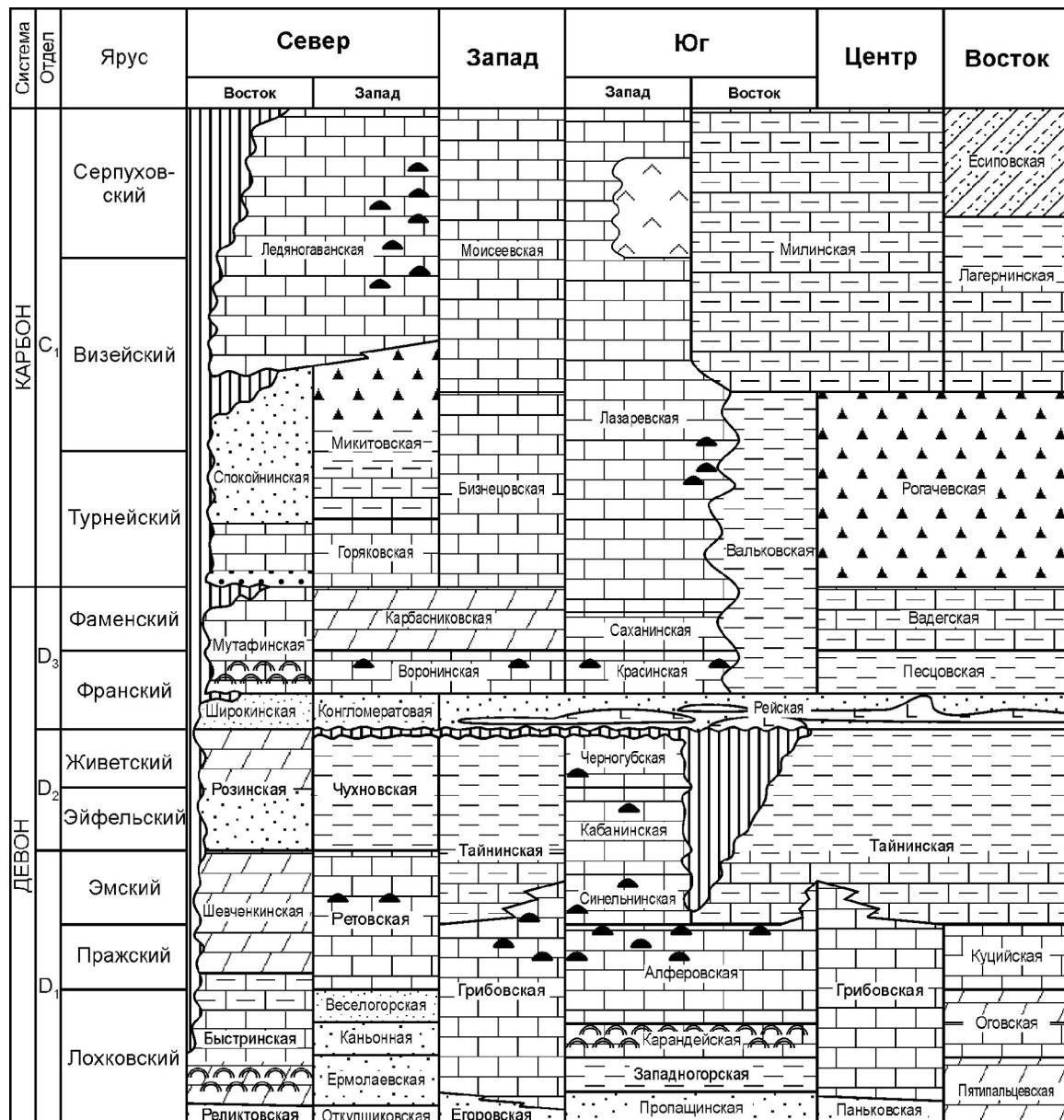
Переход от Баренцевской структурно-формационной зоны к Карской весьма рез-

кий: на расстоянии в несколько километров происходит быстрая смена фаций и многократное сокращение мощности одновозрастных подразделений.

Разрез верхнего девона в обеих структурно-формационных зонах начинается с осадочных и вулканогенных пород ранне-франского возраста. Низы франского яруса в Баренцевской зоне сложены песчаниками и алевролитами, а также базальтами и их туфами, проявляющими признаки как подводных, так и наземных извержений. Базальные горизонты состоят здесь из конгломератов и песчаников, несогласно перекрывающих нижне-среднедевонские отложения. Эти породы формировались, по-видимому, в подводной части дельты и прибрежной зоне, скорее всего, в затопляемой части пляжа.

Нижний фран в Карской структурно-формационной зоне сложен базальтами с признаками подводных излияний, а также песчаными турбидитами. Контакт с подстилающими отложениями здесь стратиграфически согласный.

Все литофации, установленные в перекрывающих верхнефранских, фаменских и каменноугольных отложениях, разделены на две группы: 1) шельфовые и 2) батиальные [5, 9]. Среди первых преобладают карбонатные мелководно-морские литофации. Они включают биогенные известняки (баундстоны, фреймстоны и баффлстоны), слагающие карбонатные постройки, биокластические известняки (грейнстоны, пакстоны, вакстоны и мадстоны) и доломиты. Биогенные и биокластические известняки содержат обильные и разнообразные остатки бентосных, нектонных и планктонных организмов: водорослей, фораминифер, кораллов, мшанок, криоидей, наутилоидей, гониатитов, конодонтов и т.д. Грейнстоны помимо биокластов, содержат пеллеты, оолиты, окаймленные зерна, микритовые интракласти. Эти осадки отлагались в условиях высокой гидродинамической активности (волнение, приливно-отливные и вдольбереговые течения). Разности, обогащенные иловым матриксом (пакстоны, вакстоны), напротив, отлагались в шельфовых депрессиях и глубоководной части шельфа, возможно, в связи со штормовыми событиями. Мадстоны



Известняки

Доломиты

Смешанные терригенно-карбонатные породы

Аргиллиты

Кремнистые породы

Терригенные турбидиты

Биогермы или рифы

Строматолиты

Железистые оолиты

Песчанистые доломиты

Эвапориты

Базальты

Континентальные обломочные породы

Мелководно-морские, лагунные или дельтовые обломочные породы

Красноцветные песчаники

Стратиграфические прерывы

Рис.1. Стратиграфическая схема девонских и каменноугольных отложений Новой Земли

сложены микритом, часто перекристаллизованным в тонкокристаллический кальцит (дисмикрит). Они образовались из тонкого известкового ила, отлагавшегося в глубоководной части внешнего шельфа. Биокластические и биогенные известняки переслаиваются с подчиненными алевролитовыми и аргиллитовыми прослойками мощностью от 2-3 до 10-20 см. Алевролиты состоят из мелких зерен кварца с примесью известкового скелетного дегрита, скементированы тонкокристаллическим кальцитом и обычно волнисто-или косослойчатые. Аргиллиты, помимо глинистых минералов (преимущественно иллита и хлорита), обычно содержат существенную примесь тонкокристаллического карбоната и иногда скелетного дегрита. Основными особенностями, указывающими на мелководное происхождение перечисленных лиофаций, являются обилие остатков бентоса, оолитов, водорослевых желваков и органогенные постройки. Мелководные условия осадконакопления дополнительно подтверждают осадочные текстуры, связанные с высокой гидродинамической активностью (косая слоистость, рябь).

Батиальные лиофации подразделены на подгруппы автохтонных и аллохтонных лиофаций. Аллохтонные батиальные лиофации (гемипелагиты) слагают большую часть разреза девона и карбона в Карской структурно-формационной зоне. Среди них наиболее распространены аргиллиты, кремнистые породы (фтаниты, радиоляриты), кремнисто-глинистые сланцы, иловые известняки (мадстоны). Аргиллиты представляют собой черные, темно-серые или зеленовато-серые породы, массивные, иногда слойчатые или биотурбированные. Они состоят из иллита и хлорита с примесью каолинита и монтмориллонита и обычно содержат реликтовое органическое вещество и кварцевый алеврит. Алеврит либо рассеян в породе, либо образует тонкие прослойки. Фтаниты – матово-черные массивные породы с плитчатой отдельностью, обусловленной стилолитовыми швами. Они состоят из микро- или скрытокристаллического кварца с незначительной примесью халцедона, глинистых минералов и черного органического

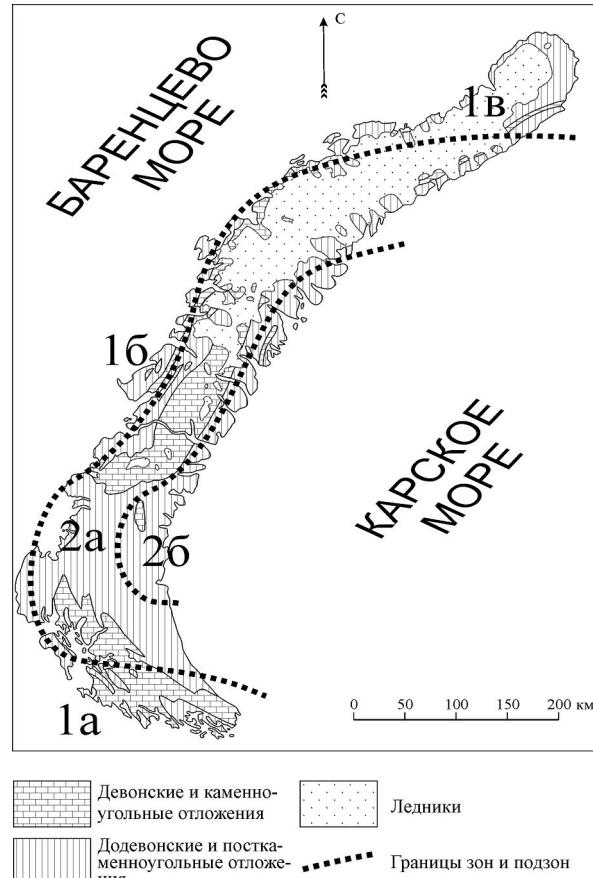


Рис.2. Структурно-формационные зоны и подзоны:
1 – Баренцевская (1а – южная часть, 1б – западная часть, 1в – северная часть); 2 – Карская (2а – Рогачевская подзона, 2б – Литкинская подзона)

вещества. Кроме того, фтаниты часто содержат реликты радиолярий в виде перекристаллизованных сферических ядер и разрозненных игл. Кремнисто-глинистые сланцы – это тонкослойчатые или листоватые породы, состоящие из скрытокристаллического кварца и глинистых минералов с существенной примесью (до 14 %) реликтового органического углерода. Часто они содержат округлые перекристаллизованные ядра радиолярий. Фтаниты и кремнисто-глинистые сланцы образовались из биогенных илов, состоявших преимущественно из кремнистых скелетных остатков планктонных организмов, в основном, радиолярий. Очевидно, что поступление осадка зависело, главным образом, от биологической продуктивности приповерхностных вод. Иловые известняки – плитчатые слойчатые породы, сложенные микритом. Часто они в той или иной степе-

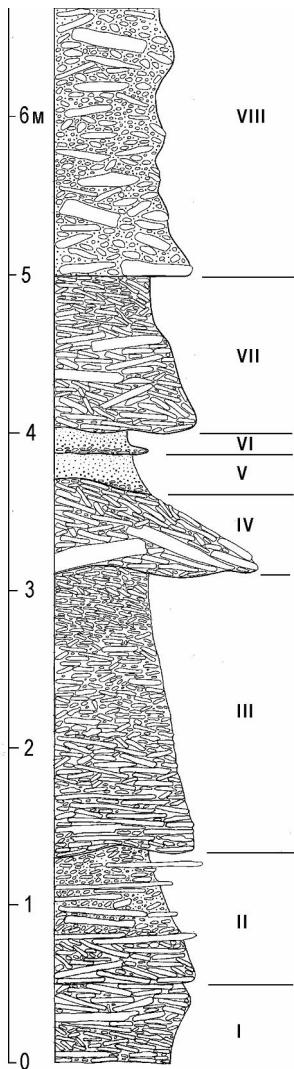


Рис.3. Фрагмент разреза верхнего фамена в бассейне р.Южная Тайная, о.Южный. Циклы I-IV, VII и VIII – дебриты; циклы V и VI – турбидиты

ни доломитизированы: содержат рассеянные мелкие идиоморфные зерна доломита. Углеродистые разности иловых известняков представляют собой массивные тонкокристаллические породы, содержащие примесь реликтового органического вещества (до нескольких процентов) и глинистых минералов (до 20 %). Эти породы предположительно образовались путем осаждения иззвеси тонких карбонатных частиц биогенного и хемогенного происхождения. Однако некоторые слойчатые разновидности иловых известняков, вероятно, являются продуктом мутьевых потоков низкой плотности (кальцилитами).

Главные аллохтонные батиальные литофации (гравититы) представлены оползнями, дебритами и турбидитами. Оползни встречаются по всему разрезу, однако наиболее часты в верхнем фамене и серпухове. Типичные оползни представляют собой крупные плиты или блоки пород без существенной внутренней деформации (трансляционные оползни) или с умеренной деформацией (ротационные оползни) [7]. Деформации в виде интенсивно складчатых, закрученных и разорванных слоев сконцентрированы во фронтальных, подошвенных и окраинных частях оползней. Ввиду ограниченной обнаженности оползни распознаются именно по этим деформациям; форму и размеры всего оползневого тела трудно оценить в масштабе обнажения. Между оползнями и дебритами существует генетическая связь [3, 4].

Дебриты – отложения обломочных потоков – представлены известняковыми брекчиями и конгломератбрекчиями (рис.3). Имеется две разновидности брекчий. Первая из них, пространственно и генетически тесно связанная с оползнями, сложена плитчатыми обломками илового известняка, аналогично известнякам, вмещающим брекчию (циклы I-IV и VII на рис.3).

Плитки толщиной от нескольких миллиметров до 3-4 см, угловатые или слабо окатанные, размещены параллельно или слабо наклонно к подошве в иловом матриксе. Матрикс часто насыщен мелкими угловатыми обломками известняка. Брекчии и конгломератбрекчии второй разновидности, помимо обломков вмещающих иловых известняков, содержат также гальки, глыбы и валуны известняков мелководного происхождения (цикл VIII на рис.3). Обломки чаще всего угловатой формы – плоские гальки, плитки и плиты длиной до 2 м – расположены обычно субпараллельно, черепитчато или градационно.

Турбидиты распространены по всему разрезу девона и карбона. Они могут быть подразделены по составу на три группы: 1) карбонатные, 2) смешанные терригенно-карбонатные и карбонатно-терригенные и 3) терригенные. Среди карбонатных турбидитов различаются грубозернистые (каль-

цирудит-калькаренитовые), среднезернистые (калькаренитовые) и тонкозернистые (кальци-силлит-кальциллютиловые). Две первых разновидности отлагались, предположительно, мутьевыми потоками высокой плотности, а третья – потоками низкой плотности (разбавленными) [5, 7, 8].

Грубозернистые карбонатные турбидиты наблюдались в юго-западной части Рогачевской подзоны. Они организованы в циклы мощностью до 5 м и имеют нижний интервал из плит, глыб, плоских валунов и галек различных известняков, заключенных в матриксе из мелкообломочного кальцирудита и калькаринита. Структура этого интервала обычно беспорядочная или неотчетливо градационная, мощность колеблется от 20-30 см до 2-3 м. В кровле этого интервала происходит градационный переход к верхнему интервалу, представленному массивным или параллельно-слоистым калькаринитом мощностью от 10-15 см до 2-2,5 м.

Среднезернистые турбидиты распространены в той же подзоне и том же возрастном интервале, что и грубозернистые. Они образуют калькаринит-кальцисиллитовые циклы, соответствующие интервалам Tab, реже Ta-c, Tb и Ta-d модельного цикла Бомуы (циклы V и VI на рис.3). Градационный интервал Ta мощностью 5-30 см состоит из хорошо окатанных зерен микритового известняка, 0,5-1,5 мм в диаметре и обычно имеет резкий эрозионный нижний контакт. Иногда вблизи подошвы наблюдается обратная градация. В этом интервале обычно встречаются плавающие гальки известняка, дистит двусторонок и криноидей. Интервал Tb мощностью 5-20 см состоит из параллельно-слойчатого тонкозернистого калькаринита. Относительно маломощные (до 10 см) интервалы Tc и Td присутствуют редко и состоят из косо- и параллельно-слойчатого кальцисиллита, обычно доломитизированного. Иногда присутствует интервал Te, состоящий из массивного черного глинистого кальциллюита, мощность 2-10 см.

Тонкозернистые карбонатные турбидиты распространены в верхнефранских и фаменских отложениях. Они представлены циклами мощностью 1-10 см и состоят в ба-

зальной части из тонкозернистого кальци-силлита, обычно доломитизированного, с примесью кварцевого алеврита; в верхней части – из глинистого кальциллюита.

Смешанные карбонатно-терригенные турбидиты распространены в средне- и верхнекаменноугольных отложениях. Общая мощность циклов 30-50 см. Интервал Ta состоит из карбонатных биокластов 1-3 мм в диаметре (до 10 мм). Интервалы Tb и Tc состоят из алевролита с примесью карбонатных зерен, убывающей от подошвы к кровле. Интервалы Td и Te, состоящие из алевритистого аргиллита, обычно отсутствуют. Смешанные карбонатно-кремнистые турбидиты встречены в отложениях серпуховского яруса. Они представлены циклами, в которых нижняя часть мощностью 5-50 см состоит из частично окремненного кальцирудита – калькаринита, а верхняя часть мощностью до нескольких метров – из фтанита.

Терригенные турбидиты обычны в каменноугольных отложениях и представлены двумя разновидностями: средне- и мелко-зернистой. Первая из них слагает есиповскую свиту мощностью 140 м. Среднезернистые турбидиты представлены циклами мощностью 0,5-15 м, иногда до 20 м, состоящими из мелко-среднезернистых слюдистых кварцевых песчаников без какой-либо внутренней стратификации или градации (изредка в средних частях циклов наблюдается косая слойчатость набегающей ряби). Иногда в базальных частях циклов встречаются интракласти аргиллита. Предполагается, что эти песчаники отлагались из мутьевых потоков высокой плотности [8], вероятно, из длительных [6]. Тонкозернистые турбидиты широко распространены в среднем и верхнем карбоне в Карской структурно-формационной зоне. Они представлены циклами мощностью 20-50 см, состоящими из алевролитов, от подошвы к кровле градационно переходящих в аргиллиты. Текстура обычно массивная, иногда в средней части алевролитового интервала наблюдается пологая косая слойчатость. Эти породы предположительно образовались из мутьевых потоков низкой плотности [5].

Обстановки осадконакопления и седиментационные циклы. На основе анализа распределения фаций можно сделать следующие реконструкции. В конце живетского и самом начале франского века произошло значительное падение относительного уровня моря, которое сопровождалось в Баренцевской структурно-формационной зоне осушением шельфа и эрозией. Глубина размыва различна и достигает верхов нижнего девона. В раннем фране здесь накапливается трансгрессивная последовательность от дельтовых и прибрежно-морских конгломератов до мелководно-шельфовых песчаников и алевролитов. Одновозрастные вулканические извержения были как наземными, так и подводными. В то же самое время в Карской структурно-формационной зоне происходит отложение турбидитов, сопровождающееся подводными излияниями базальтовых лав.

Поздний фран соответствует высокому стоянию уровня моря, при котором в Баренцевской структурно-формационной зоне формировались небольшие органогенные постройки и связанные с ними биокластические осадки. Одновременно в Карской зоне отлагались гемипелагические углеродистые осадки с относительно низкими скоростями седиментации. Низкое содержание кислорода в придонных водах способствовало сохранности органического вещества.

В течение раннего фамена в Баренцевской структурно-формационной зоне произошло обмеление карбонатного шельфа, при котором на отмелях осаждались оолитовые карбонатные пески, а во впадинах – тонкозернистый карбонатный детрит и ил. В Карской структурно-формационной зоне отлагались гемипелагические глинисто-карбонатные илы; временами происходили оползни. Обстановки осадконакопления здесь соответствуют склону, основанию склона и ложу бассейна [4]. Аэрация придонных вод, по-видимому, улучшилась, поскольку осадки содержат мало реликтового органического вещества.

В течение позднего фамена произошла регрессия. В Баренцевской структурно-формационной зоне в это время в крайне

мелководной обстановке накапливались биокластические карбонатные пески, оолиты и водорослевые желваки. В Карской структурно-формационной зоне происходили массовые гравитационные перемещения осадочного материала. Оползни, дебриты, грубо- и среднезернистые турбидиты отлагались в Рогачевской подзоне, а тонкозернистые турбидиты – в Литкинской подзоне Карской зоны.

Турне – среднее визе – время подъема относительного уровня моря, которое отразилось в Баренцевской структурно-формационной зоне в накоплении тонкозернистых биокластических осадков и карбонатных илов. В Карской структурно-формационной зоне карбонатная седиментация сменилась кремнистой. Вследствие высокой биологической продуктивности поверхностных вод и, вероятно, плотностной стратификации водного столба, в придонных водах установились анаэробные условия. Гравититы присутствуют только в виде мелких оползней.

В позднем визе – серпухове произошло новое падение уровня моря. Во всей Баренцевской структурно-формационной зоне накапливались биокластические карбонатные осадки. Исключение составляет район пролива Костин Шар, где локально формировались эвапориты. В течение позднего визе здесь отложилась пачка ангидритов мощностью 120 м. В батиальной зоне в течение позднего визе отлагались тонкозернистые карбонатные илы, но позднее, в серпуховском веке, развивались процессы гравитационного перемещения осадочных масс. Эти процессы обусловили формирование многочисленных оползней и обломочных потоков в области склона в Рогачевской подзоне; в Литкинской подзоне в обстановке подводного конуса выноса происходило накопление терригенных турбидитов.

В течение среднего карбона бровка шельфа постепенно отступила. В Баренцевской структурно-формационной зоне продолжалось накопление мелководных карбонатных биокластических осадков. Падение относительного уровня моря в башкирском веке усилило оползание и обломочные пото-

ки в верхней части склона (в Рогаческой подзоне). Гемипелагиты представлены, в основном, кремнистыми и глинистыми илами. Мутьевые потоки низкой плотности отлагали терригенные и смешанные карбонатно-терригенные турбидиты в основании склона и на ложе бассейна (в Литкинской подзоне). Подъем относительного уровня моря в московском веке обусловил самые низкие скорости осадконакопления и условия стагнации во всей Карской зоне. Анаэробные условия в застойных придонных водах благоприятствовали накоплению марганцевых карбонатов.

В касимовском веке позднего карбона произошло значительное отступление бровки шельфа. На погрузившихся участках шельфа отлагались кремнистые и глинистые илы. В начале гжельского века батиальные условия установились по всей современной территории архипелага. В течение гжельского и ассельского веков отлагались гемипелагиты (преимущественно глинистые илы) и тонкозернистые турбидиты, содержащие примесь карбоната марганца.

Заключение. Таким образом, основной контроль за процессами осадконакопления как в шельфовой, так и в батиальной области осуществлялся подъемами и падениями относительного уровня моря, которые повторялись с периодичностью, в среднем равной веку. Такая периодичность сопровождается с циклами третьего порядка (10^6 лет). Высокое стояние уровня моря соответствует периодам низких скоростей осадконакопления и стагнации в глубоководной зоне, где осадочные гравитационные потоки ограничены редкими мутьевыми потоками низкой плотности. Стагнация способствовала сохранению органического вещества и осаждению карбоната марганца. Напротив, низкое стояние уровня моря способствовало усилинию осадочных гравитационных потоков, возрастанию скорости осадконакопления и лучшей аэрации придонных вод. Стратиграфические интервалы, отвечающие этим периодам, содержат существенную долю грубо- и среднезернистых турбидитов, дебритов и оползней.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. *Бурский А.З.* Девонские отложения юга Новой Земли / А.З.Бурский, А.С.Красножен, Р.А.Щеколдин // Палеонтологическая основа стратиграфических схем палеозоя и мезозоя островов Советской Арктики: Сб. науч. тр. / НИИГА. Л., 1981. С.14-34.
2. *Соболев Н.Н.* Унифицированная региональная схема верхнедевонских отложений Новой Земли / Н.Н.Соболев, Р.А.Щеколдин // Геология Южного острова Новой Земли: Сб. науч. тр. / ПГО «Севморгеология». Л., 1982. С.5-24.
3. *Cook H.E.* Deep-water carbonate environments – an introduction / H.E.Cook, P.Enos // Soc. econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. 1977. 25. P.1-3.
4. *Cook H.E.* Comparison of continental slope and shelf environments in the upper Cambrian and lowest Ordovician of Nevada / H.E.Cook, M.E.Taylor // Soc. econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. 1977. 25. P.51-81.
5. Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments / K.T.Pickering, D.A.V.Stow, M.P.Watson, R.N.Hiscott // Earth Sci. Rev. 1986. 23. P.75-174.
6. *Kneller B.C.* Sustained high density turbidity currents and the deposition of massive sands // B.C.Kneller, M.Branney // Sedimentology. 1995. 42. P.607-616.
7. *Lowe D.R.* Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits // Soc. econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. 1979. 25. P.75-82.
8. *Lowe D.R.* Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents // J. Sediment. Petrol. 1982. 52. P.279-298.
9. *Schekoldin R.A.* Carboniferous deposits of the southern area of Novaya Zemlya / R.A.Schekoldin, N.N.Sobolev, V.P.Matveev // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 1994. 12. P.17-20.
10. *Schekoldin R.A.* Upper Devonian-Carboniferous deep-water deposits of Novaya Zemlya // Memorias del I Congreso Latinoamericano de Sedimentología. November 1997. Tomo 2, P.265-270.
11. *Vail P.R.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level / P.R.Vail, R.M.Mitchum, S.Thompson // Mem. Am. Ass. Petrol. Geol. 1977. 26. P.83-97.

REFERENCES

1. *Bursky A.Z.* Devonian deposits of the south of Novaya Zemlya / A.Z.Bursky, A.S.Krasnoven, R.A.Schekoldin // Paleontological foundation of stratigraphic schemes of the Paleozoic and Mesozoic of the islands of the Soviet Arctic: Col. papers / NIIGA. L., 1981, pp.14-34.
2. *Sobolev N.N.* The unified regional scheme of Upper Devonian deposits of Novaya Zemlya / N.N.Sobolev, R.A.Schekoldin // Geology of the Southern island of Novaya Zemlya: Col. papers / «Sevmorgeologia». L., 1982, pp.5-24.
3. *Cook H.E.* Deep-water carbonate environments – an introduction / H.E.Cook, P.Enos // Soc. econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. 1977. 25, pp.1-3.
4. *Cook H.E.* Comparison of continental slope and shelf environments in the upper Cambrian and lowest Ordovician of Nevada / H.E.Cook, M.E.Taylor // Soc. econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. 1977. 25, pp.51-81.

5. Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments / K.T.Pickering, D.A.V.Stow, M.P.Watson, R.N.Hiscott // Earth Sci. Rev. 1986. 23, pp.75-174.
6. *Kneller B.C.* Sustained high density turbidity currents and the deposition of massive sands // B.C.Kneller, M.Branney // Sedimentology. 1995. 42, pp.607-616.
7. *Lowe D.R.* Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits // Soc. econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. 1979. 25, pp.75-82.
8. *Lowe D.R.* Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents // J. Sediment. Petrol. 1982. 52, pp.279-298.
9. *Schekoldin R.A.* Carboniferous deposits of the southern area of Novaya Zemlya / R.A.Schekoldin, N.N.Sobolev, V.P.Matveev // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 1994. 12, pp.17-20.
10. *Schekoldin R.A.* Upper Devonian-Carboniferous deep-water deposits of Novaya Zemlya // Memorias del I Congreso Latinoamericano de Sedimentología. November 1997. Tomo 2, pp.265-270.
11. *Vail P.R.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level / P.R.Vail, R.M.Mitchum, S.Thompson // Mem. Am. Ass. Petrol. Geol. 1977. 26, pp.83-97.