

УДК 551.733 (470.23)

А.В. Зайцев, Е.Ю. Барабошкин

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРЕРЫВЫ В НИЖНЕ-СРЕДНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Введение. Первое, с чем сталкивается исследователь, посещающий ордовикские разрезы Балтийско-Ладожского глинта, — это прекрасно выраженная слоистость в известняках, прослеживаемая на многие сотни метров. Эта слоистость обусловлена широким развитием разнообразных стратиграфических перерывов. На существенную роль перерывов в нижне-среднеордовикских карбонатных отложениях Ленинградской области указывали многие исследователи начиная с В.В. Ламанского [6]. Частью эти перерывы имеют значительные hiatusы, распространены регионально и, следовательно, принципиально важны для стратиграфии [9]. Несмотря на многочисленные упоминания и описания морфологии отдельных типов перерывов [2, 3, 10, 11, 17] из данных отложений, попытки их классифицировать, выявить закономерности распределения, оценить hiatusы и объяснить происхождение почти не предпринимались. Это и было целью нашей работы.

В основу положены материалы детального полевого и лабораторного изучения 14 разрезов центральной и восточной частей Балтийско-Ладожского глинта (рис. 1), проведенного А.В. Зайцевым в 1997—2003 гг.

Седиментационные и раннедиагенетические перерывы. В статье используется классификация стратиграфических перерывов, незначительно модифицированная Е.Ю. Барабошкиным по [1]. В соответствии с ней установлены две группы стратиграфических перерывов: 1) седиментационные и раннедиагенетические и 2) позднедиагенетические. Перерывы последней группы ранее не выделялись, хотя их морфология описана в литературе [12].

В изученных отложениях седиментационные и раннедиагенетические перерывы представлены твердым дном (ТД) различной стадии "зрелости" и мягким дном (МД).

Твердое дно. Больше количество ТД приурочено к волховскому горизонту, особенно к его нижней пачке ("дикари"), представляющей собой конденсированный разрез. ТД выражено относительно маломощными (обычно 5—10 см) горизонтами разной степени зрелости. В отдельных пластах известняка можно насчитать до 6—7 и более генераций ТД. ТД зрелой стадии [1] представлено бугристыми и выровненными поверхностями, часто нескольких генераций, в некоторых случаях с "псевдогальками" — эрозийными останцами разрушенного ТД (например, поверхность "стекла" [9]), либо полностью выровненными (кровля "бутка"). Часто на таких поверхностях

наблюдаются каблочки прирастания иглокожих, реже — брахиоподовые банки.

В разрезе эрозионные останцы и поверхности ТД, как правило, подчеркнуты интенсивной ржаво-бурой, красноватой или зеленой окраской за счет импрегнации гидроксидами Fe^{3+} или инкрустации их глауконитом соответственно. Биотурбации представлены сверлениями *Trypanites* [2], *Gastrohaenolites*, а также норами *Thalassinoides* [9]. ТД незрелой стадии обычно имеют вид в разной степени выровненных поверхностей, иссверленных камнеточцами. Протяженность большинства ТД составляет сотни метров—километры, однако некоторые ТД прослеживаются на расстояние в несколько сотен километров с юго-запада на северо-восток вдоль глинта и являются региональными стратиграфическими реперами. К таковым относятся поверхность "стекла" (рис. 2, А), "зеленый пласт", а также ТД на границах волховского и кундаского, кундаского и азериского горизонтов. Степень выраженности, морфология и hiatus этих ТД меняются в направлении увеличения глубины бассейна (рис. 3).

ТД на границе биллингенского и волховского горизонтов ("стекло") отчетливо прослеживается вдоль всей линии глинта по характерным сверлениям *Gastrohaenolites* [9]. Наиболее высокую степень "зрелости" эта поверхность имеет на востоке Ленинградской области (Ладожский глинт), где она выражена двумя сближенными выровненными поверхностями ТД, инкрустированными глауконитом, со следами градационной слоистости (рис. 3, F). В ряде случаев (р. Лава) над верхним из них фиксируются уплощенные, сильно растворенные останцы ТД, инкрустированные глауконитом. Такой характер "стекла" выдерживается на протяжении всего Ладожского глинта, а также в восточной части Балтийского глинта России. На западе Ленинградской области и большей части Северо-Эстонского глинта эта поверхность узнаваема за счет "амфорообразных норок" *Gastrohaenolites* и в ряде случаев (рр. Сытке, Сака) перекрывается маломощными линзами кварц-глауконитового песчаника [9]. На крайнем западе Эстонии эта поверхность имеет менее "зрелый" вид и фиксируется по "амфорообразным" сверлениям, заполненным глауконитом.

Высокозрелое ТД в кровле "дикарей" ----- один из наиболее четких коррелятивных уровней для ладожского, а также для восточной части балтийского глинта за счет стратиграфического положения, характерной выровненной поверхности, которая покрыта частыми сверлениями *Trypanites* [4] диаметром 2—3 мм, многочисленных мелких каблочков прирастания иг-

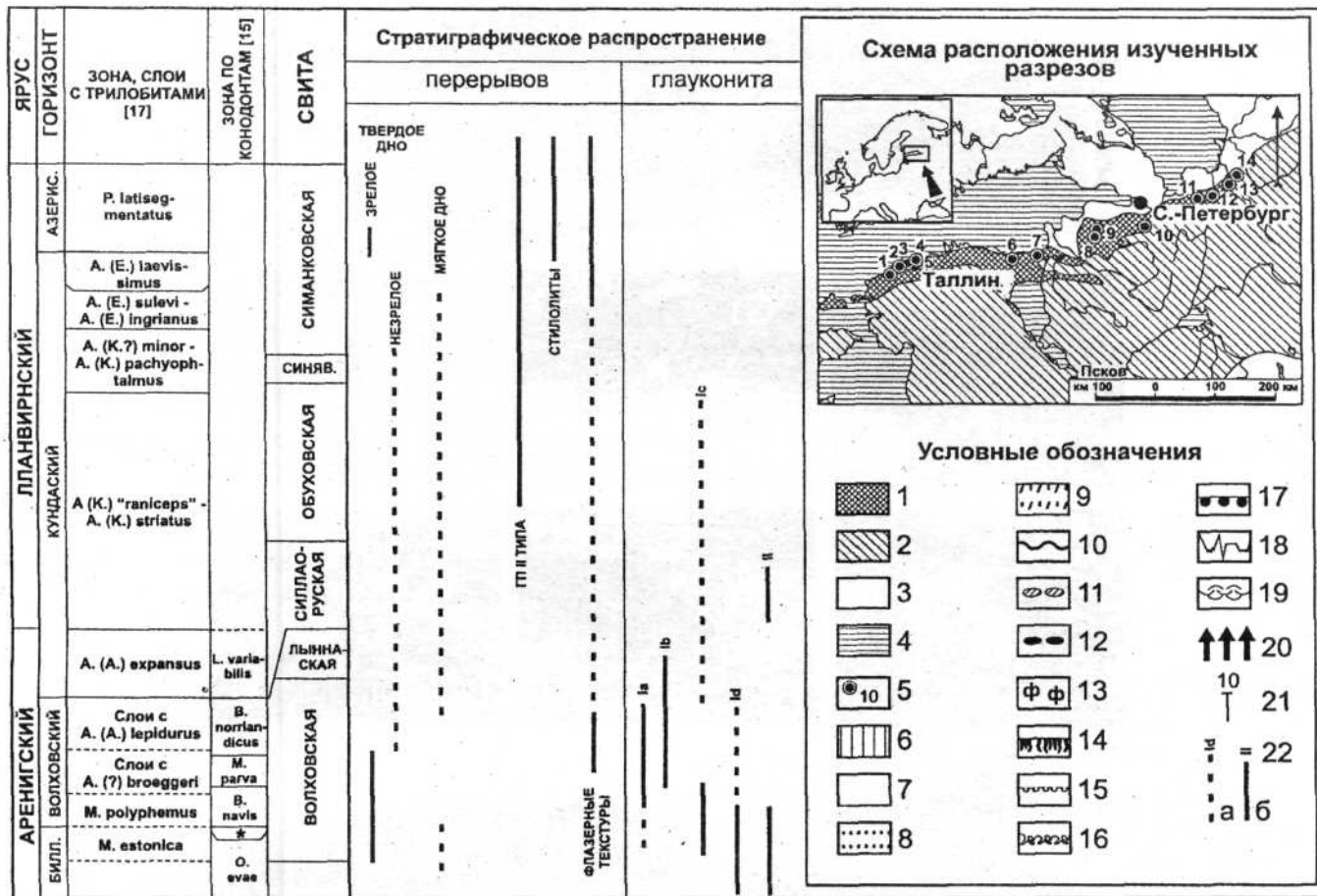


Рис. 1. Стратиграфическое распространение разных типов перерывов и глауконита, схема расположения изученных разрезов. Ордовикские отложения: I — развитие на поверхности, 2 — под более молодыми отложениями, 3 — отсутствуют; 4 — акватории; 5 — место расположения и порядковый номер изученных обнажений (1 — Пальдиски, 2 — Тюрисалу, 3 — Калласте, 4 — Харку, 5 — Мяэкалда, 6 — Сака, 7 — р. Сьтке, 8 — р. Ламашка, 9 — д. Широково, 10 — с. Саблино, 11 — Путиловский карьер, 12 — р. Лава, 13 — р. Волхов, 14 — р. Лынна); 6 — гиятусы; 7 — карбонатные и глинисто-карбонатные породы; 8 — терригенные породы; 9 — кварц-глауконитовые и терригенно-карбонатные породы; 10 — поверхности несогласий; 11 — эрозионные останцы; 12 — гальки подстилающих пород; 13 — уровни фосфатизации; ТД: 14—16 — твердое дно (ТД) (14 — вторично абрадированное со сверлениями *Tyranites* и каблучками прирастания иглокожих, 15 — низкой и средней степени зрелости, без существенной эрозии, 16 — средней и высокой степени зрелости с активной эрозией); 17 — мягкое дно (МД); диагенетические перерывы: 18 — стиллитовые швы; 19 — флазерные текстуры; 20 — конденсация отложений; 21 — порядковый номер и стратиграфический интервал изученных разрезов; 22а — встречаются спорадически; 22б — имеют доминантное значение. Звездочкой обозначена конодонтовая зона *Baltoniodus triangularis*

локожих (рис. 3, Е). Эта поверхность импрегнирована желтыми оксидами железа [9], а в ряде случаев (Бабино) инкрустирована глауконитом. Импрегнация пропадает в западном направлении, но характерные сверления сохраняются, что позволяет уверенно диагностировать эту поверхность и западнее Санкт-Петербурга [4, 9]. Морфологически схожее ТД фиксируется и на востоке Эстонии (р. Сьтке), в верхней части сакаской пачки тойлаской свиты, но из-за большей конденсации разрезов и неясной биостратиграфической привязки уверенно коррелировать их не представляется возможным.

ТД на границе волховского и кундаского горизонтов в крайних восточных разрезах (рр. Волхов, Лынна) представлено сиреневатой слабоволнистой полоской импрегнации в средней части хамонтовской пачки, нижняя часть которой относится к волховскому, а верхняя — к кундаскому горизонту. Западнее, к цент-

ральной части Ладожского глинта часть вышележащих отложений, соответствующих лынской свите, выклинивается, и основанием кундаского горизонта является уже ТД в основании силларуской свиты. Здесь над ровной поверхностью ТД появляются гетит-гидрогетитовые микроконкреции (рис. 3, Н). Это ТД, в отличие от других, испытало сильную вторичную эрозию, о чем свидетельствует присутствие на этом же уровне уплощенных галек подстилающих пород (Путилове), иссверленных камнеточками как с верхней, так и с нижней стороны [9, 16] и покрытых лимонитовой коркой. Такой характер этой поверхности прослеживается на всей российской части глинта и большей части Северной Эстонии до Нымевески. На западе Эстонии нижняя граница кундаского горизонта представлена бугристой фосфатизированной поверхностью ТД с сульфидной импрегнацией, а сами отложения горизонта сокращаются в мощности с 14,5 до 1 м и представлены песчанистыми известняками. По мнению А.В. Дронова [9, 16],

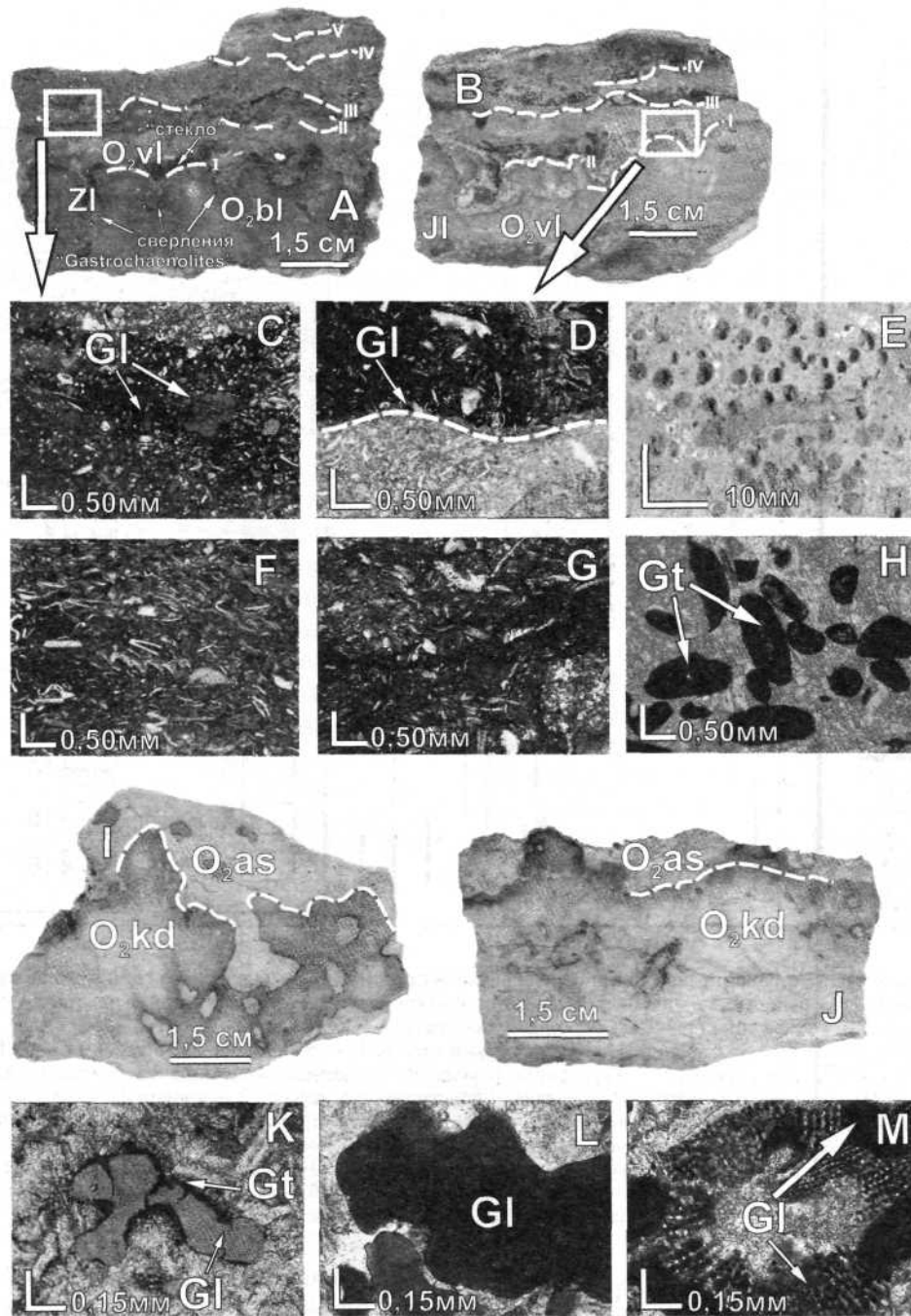


Рис. 2. Поверхности твердого дна, отвечающие максимальным гиатусам, и их микроскопическое строение: А — шлифовка ТД на границе биллингенского (O_2bl) и волховского (O_2vl) горизонтов ("стекло") на р. Лава; В — шлифовка "низкозрелого" ТД в "желтьском" пласте (средняя часть волховского горизонта, "желтяки") в разрезе р. Лава (римскими цифрами обозначены фазы формирования ТД); С — обломочный глауконит II типа в "зеленом" пласте, основание волховского горизонта; D — поверхность ТД, инкрустированная глауконитом; E — сверления "Тгуранитес" на высоkozрелой вторично эродированной поверхности ТД в кровле "бутка" (Бабино); F — элементы градиационной слоистости в "зеленом" пласте, р. Лава; G — фазерные текстуры в средней части волховского горизонта, основание "желтяков", "серина", р. Лава; H — гетит-гидрогетитовые микроконкреции в основании кундаского горизонта (силлаорусская свита), видны концентрическая структура и центры образования, представленные биокластами иглокожих, Путиловский карьер; I — ТД на границе кундаского (O_2kd) и азерского (O_2as) горизонтов, представленное сильнорасчлененной фосфатизированной поверхностью средней степени "зрелости", карьер у д. Широково; J — та же поверхность, но в крайней восточной области Ладожского глинта (р. Волхов); K — трещиноватый, "лапчатый" диагенетический глауконит с гетитовой каймой окисления; L — крупное зерно раннедиагенетического глауконита, средняя часть "дикарей", "старицкий" пласт; M — глауконитовая псевдоморфоза по биокласту криноидеи, средняя часть "дикарей", р. Лава

это ТД маркирует границу секвенций и является трансгрессивной поверхностью со следами субазальной экспозиции. Нами признаки осушения ТД не зафиксированы.

ТД на границе кундаского и азерского горизонтов. На крайнем западе Эстонии это ровная поверхность с сохранившимися от эрозии нижними частями сверлений, а мощность самого азерского горизонта

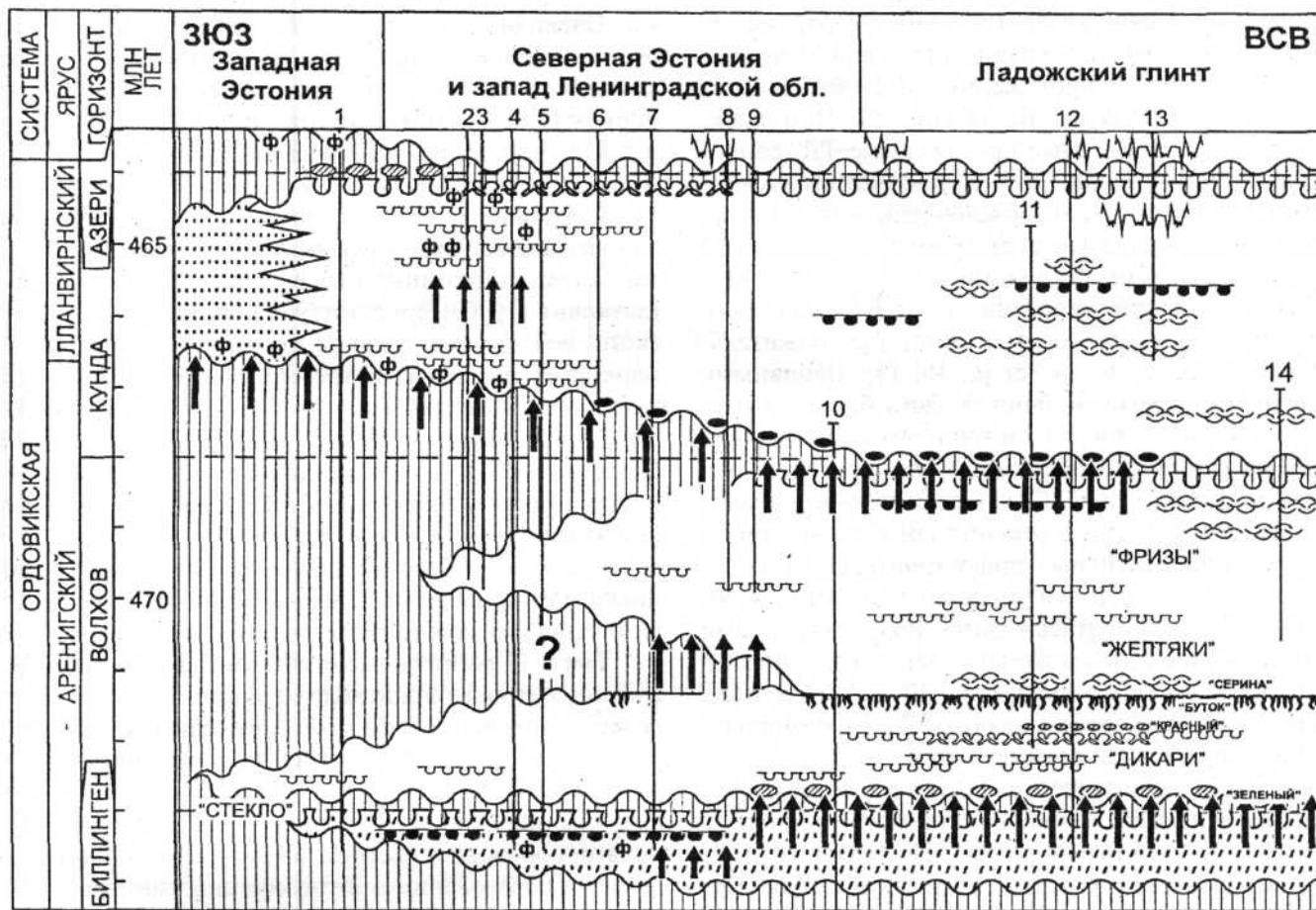


Рис. 3. Схематический хроностратиграфический профиль биллингенско-азерских отложений вдоль Балтийско-Ладожского глинта. Абсолютные датировки даны по [16]. Знаком вопроса отмечен интервал с недостаточно ясным стратиграфическим соотношением. Условные обозначения см. на рис. 2

не превышает 15—20 см. В центральной части Северо-Эстонского глинта (рр. Сака, Сытке) это высокоребристое ТД с выровненным рельефом и эрозионными останцами над ней. На западе Ленинградской области (карьер у д. Широково, р. Ломашка) ТД имеет "классический" вид и представляет собой неровную поверхность с ржаво-бурой импрегнацией, пронизанную норами *Thalassinoides* (рис. 3, I). ТД хорошо видно в разрезе благодаря темно-серой фосфатной (в Эстонии) и ржаво-бурой "железистой" (восточнее) импрегнации. На востоке Ленинградской области (р. Волхов, р. Лава, Путиловский карьер) эта же поверхность выражена прерывистой розовато-фиолетовой полосой, не всегда различимой в разрезе (рис. 3, J).

В данном случае мы наблюдаем почти "идеальную" непрерывную фаціальную последовательность ТД, демонстрирующую смену условий его образования. Это ТД формировалось в результате остановки осадконакопления, сопровождавшейся в прибрежной части интенсивной эрозией. Фосфатизация, инкрустация глауконитом и импрегнация оксидами железа являются вторичными процессами, имевшими место после перекрытия ТД осадком. По всей видимости, слой осадка в прибрежных районах был мощнее и

содержал больше органического вещества, в результате преобразований которого в осадке возникали восстановительные и слабовосстановительные условия, благоприятные для образования сульфидов железа, глауконита и фосфатизации. В более удаленных от берега разрезах мощность осадка и количество органики уменьшались, поэтому там преобладали процессы окисления, приводившие к появлению охристых окрасок ТД, а в случае продолжительного ненакопления — к росту гетит-гидрогетитовых микроконкреций.

Причина появления ТД — специфические условия, связанные с остановкой седиментации, во время которой происходили дегазация осадка (удаление CO_2), интенсификация водообмена с придонным слоем воды и как следствие — быстрая цементация его приповерхностной части. Этот процесс происходил в результате жизнедеятельности бактерий, усиления гидродинамики [7, 18, 19], а также биотурбации осадка. Ускорению цементации ТД способствовали высокая пористость осадков и невысокое содержание первичного микрита.

Вдоль полосы глинта установлены два типа ТД: короткие и прослеживающиеся на большое расстояние (рис. 1). Очевидно, что их происхождение должно

быть различным. Обычно наиболее протяженные ТД, покрывающие тысячи квадратных километров, исследователи связывают с колебаниями уровня Мирового океана, а мелкие, непротяженные ТД объясняются действием локальных факторов [18, 19]. Нам также представляется, что зрелые протяженные ТД, сопровождавшиеся значительными hiatusами (сотни тысяч — миллионы лет, см. ниже), обусловлены колебаниями уровня моря, что укладывается в рамки предложенной А.В. Дроновым схемы секвенций [4, 9].

Для образования непротяженных ТД была необходима приостановка седиментации продолжительностью от годов до сотен лет [5, 18, 19]. Основными поставщиками CaCO_3 в данную часть бассейна служили водоросли, иглокожие и трилобиты (примерно в равных долях или с преобладанием водорослей [12]), а общая продукция CaCO_3 была сравнительно невелика. Это можно объяснить отсутствием в раннем ордовике высокопродуктивных рифостроителей [18] или расположением бассейна в умеренных широтах [4, 9], хотя последнее не подтверждается новыми данными [8]. Средняя скорость осадконакопления карбонатов в умеренных водах не превышает 6—10 см/тыс. лет [5], однако и этого достаточно, чтобы ТД не формировались при непрерывной седиментации.

В качестве периодического фактора, создававшего условия ненакопления карбоната, могли выступать штормы [4, 9], хотя неоспоримые аргументы в пользу такого способа седиментации отсутствуют. Для изученного района периодическое действие только штормов не подтверждается, так как в шлифах отсутствуют интракласты, а проявления абразии ТД отмечаются редко. Вторично абрадируемые ТД характерны для эстонских разрезов, находившихся на крайнем мелководье. Учитывая, однако, что бассейн представлял собой открытый пологий гомоклинальный наклон [4, 9], постоянное действие штормов неминуемо должно было бы выразиться в бугорчатой кривой слоистости, многочисленных эрозионных поверхностях в более глубоких частях бассейна и в меньшей биотурбации осадков. Поэтому нам представляется, что был возможен несколько иной способ образования осадконакопления, близкий к модели совместного действия штормовых и приливно-отливных течений в районе Малой Багамской банки (см. ниже).

Мягкое дно. Для верхней части волховского и особенно для верхней части кундаского горизонта характерно широкое распространение МД с норами *Thalassinoides* и *Bergaueria* в глинистых разностях. Биотурбации обычно подчеркнуты розовой, желтоватой или вишнево-бурой окраской, а в некоторых случаях инкрустированы или заполнены глауконитом ("хамонтовская пачка") или гетит-гидрогетитовыми микроконкрециями (силлаоруская и синявинская свиты). Мягкое дно приурочено к глинистым породам с низким содержанием CaCO_3 и характеризует обстановку замедленной седиментации (или ее кратковременной остановки) в удаленных от берега частях бассейна и

заселения верхней части осадка роющими организмами. Очевидно, что большинство МД формировалось очень быстро (годы). Нельзя исключить, что это могло быть связано с моментами перекрытия поверхностей ТД осадками и инкрустацией их глауконитом и фосфоритами. В этом случае часть МД должна быть одновозрастна ТД.

Глауконит и гетит-гидрогетитовые микроконкреции как индикаторы перерывов. Характерный индикатор седиментационных перерывов различного типа — глауконит [1]. Он присутствует в породах биллингенского, волховского и кундаского горизонтов (рис. 1), маркирует перерывы и уровни с замедленной седиментацией. Глауконит инкрустирует поверхности ТД, выполняет норы бентосных организмов в МД или сверления в ТД, реже находится в рассеянном виде в породе. Такая избирательность обусловлена специфической химическими условиями его образования, возникновение которых было возможно в моменты приостановки или замедления седиментации. По способу образования его можно разделить на два типа.

Тип I — раннедиагенетический глауконит, образование которого происходило в осадке. По морфологическим особенностям можно выделить 4 разновидности:

Ia — глобулярный глауконит округлой, удлинённой и "лапчатой" формы. Как правило, зерна конформны биокластам, что наряду с их сильной трещиноватостью свидетельствует об аутигенном происхождении и образовании в нелигифицированном осадке. Этот тип глауконита распространен в волховской и нижней половине обуховской свиты (рис. 2, К, Л);

Ib — глауконит, связанный с перераспределением железа в осадке и представленный псевдоморфозами по биокластам (рис. 2, М). Имеет светлый салатозеленый цвет. Чаще всего глауконитизации подвержены биокласты иглокожих, что, видимо, связано с их высокой пористостью. В порах сохранялось органическое вещество, локально создававшее восстановительную обстановку, необходимую для роста глауконита. Наиболее хорошо оформленные зерна этого типа распространены в волховском горизонте, в остальных случаях он мелкий, "недоразвитый", прекративший свой рост на ранних стадиях. Это можно объяснить либо недостаточным количеством алюмосиликатного компонента в осадке, слабостью и кратковременностью восстановительных условий, либо его более поздним образованием (?) при позднем диагенезе, когда миграция вещества в осадке была затруднена;

Ic — глауконит, инкрустирующий поверхности ТД, развит в волховском и в меньшей степени в нижней части кундаского горизонта (рис. 2, В, D). Его образование связано с тем, что после формирования поверхность ТД перекрывалась новой порцией карбонатного ила, обогащенного органическим веществом, где и происходил рост глауконита. В пользу этого говорит характер взаимоотношения глауконита с вмещающим осадком (глауконит имеет угловатую форму

и растет в порах между биокластами (рис. 2, D), т.е., по всей видимости, его образование происходило на стадии раннего диагенеза в полуконкрецированном осадке);

Id — крустификационный глауконит, образующий крустификационную кайму вокруг зерен II типа. Он представлен очень светлыми разностями без какой-либо различимой структуры и приурочен к уровням с обломочным глауконитом.

Тип II — обломочный глауконит образован угловатыми темно-зелеными обломками глобул либо мелкими темно-зелеными округлыми или удлинёнными зернами. Распространен в биллингенском, на отдельных уровнях волховского и кундаского горизонтов и приурочен к породам со следами градационной слоистости и сильнобиотурбированным разностям. Этот тип связан с перемывом первичного осадка и разрушением трещиноватых глобул Ia и (или) с их дезинтеграцией биотурбаторами (рис. 2, C).

Таким образом, в разрезе присутствует как автохтонный глауконит, отражающий обстановки замедления осадконакопления, так и аллохтонный. Появление последнего связано с моментами усиления гидродинамической активности на мелководье и совпадает с трансгрессивными фазами развития бассейна в биллингенское — начале волховского и в начале кундаского времени.

Гетит-гидрогетитовые микроконкреции. Микроконкреции во всех разрезах приурочены к определенным стратиграфическим уровням и впервые в зрелом виде наблюдаются в вокаской пачке силлаоруской свиты Эстонии [6] и западнее Санкт-Петербурга. В средней части Ладожского глинта они появляются в основании силлаоруской свиты, представленной здесь преимущественно в объеме зоны *Asaphus expansus*, а на самом востоке Ладожского глинта (пр. Волхов и Лынна) — только в зоне *Asaphus raniceps* или вовсе отсутствуют [16]. Это образования чечевицеобразной формы и концентрической структуры, обычно описываемые как "железистые оолиты". Нам представляется, что это раннедиагенетические конкреции, росшие в осадке, поэтому для них мы используем термин "микроконкреция".

Образование микроконкреций мы связываем с развитием обстановок ненакопления, имевших место в осадке почти одновременно с ростом глауконита Ic, инкрустировавшим ТД в более мелководной части бассейна. О формировании железистых микроконкреций в полуконкрецированном осадке позволяет судить наличие гетитизированных биокластов и присутствие более поздних переходных образований, связанных с окислением глауконита (рис. 2, K). Это говорит о возможности свободного движения железа в осадке и развитии микроконкреций там, где окислительные условия преобладали над слабовосстановительными. Рост микроконкреций в значительной мере был близок к условиям образования глубоководных железомарганцевых конкреций [7]: они формировались в

близповерхностном слое осадка, иногда испытывая экспозицию и переотложение. Последнее особенно очевидно для базальных отложений силлаоруской свиты, где встречены обломки и целые микроконкреции (рис. 2, H).

Наличие микроконкреций и аутогенного глауконита на уровнях, где перерывы визуально не определяются, указывает на присутствие в разрезе скрытых перерывов. К сожалению, величину hiatus для них оценить невозможно.

Позднедиагенетические перерывы. Позднедиагенетические перерывы в изученных разрезах представлены флазерными текстурами, стилолитовыми швами и глинистыми прослоями II типа (ГП2). Их образование связано с позднедиагенетической компакцией пород, частичным растворением и перераспределением CaCO_3 и глинистого вещества под действием литостатического давления. Гиатусы позднедиагенетических перерывов, видимо, небольшие, но не могут быть оценены даже в первом приближении.

Флазерные текстуры и стилолитовые швы. На наличие подобных образований в ордовикских отложениях Эстонии указывал Л. Пылма [12], который, впрочем, давал им другое генетическое истолкование. Они представляют собой удлиненные известняковые линзы, субпараллельные поверхности напластования, окруженные глинистым веществом. В волховском горизонте размер этих линз не превышает нескольких миллиметров, в верхней части кундаского и в азериском горизонте достигает 1 — 1,5 см. Мощность окружающих глин не превышает 1,5—2 мм и максимальна у окончания флазеров. Внутри глин в незначительном количестве присутствует шламовый материал и редкие мелкие биокласты (рис. 2, G). Эти образования наблюдаются практически во всем разрезе (за исключением "дикарей") (рис. 3). Они имеют наибольшее распространение в верхней части кундаского и азериском горизонтах и приурочены к наиболее глинистым разностям, что типично для подобных образований [18]. Формирование флазерной слоистости связано с первичным распределением глинистого вещества в осадке: растворение карбонатов в процессе позднего диагенеза было избирательным и шло главным образом вдоль наиболее пористых участков породы. Глинистая примесь служила своего рода "водоупором", ограничивавшим растворение и приводившим к образованию нерастворенных линз карбонатов — "флазеров" (Р. Гаррисон и В. Кеннеди, по [18]).

Механизм образования **СТИЛОЛИТОВЫХ ШВОВ** связан с избирательным растворением породы под давлением и диффузным переносом материала из мест с высоким напряжением в места с низким напряжением. Он сопровождается образованием специфических зубчатых швов на стадии позднего диагенеза и катагенеза и обусловлен первичной неоднородностью осадка [1, 12]. Стилолитовые швы имеют небольшую амплитуду зубьев (несколько миллиметров); они, как и флазерные текстуры, приурочены к наиболее глинистой

части разреза, распространены ограниченно и встречаются в верхней части кундаского — нижней части азериского горизонтов (рис. 3).

Глинистые прослои II типа. Глинистые прослои II типа [1] — тонкие (в среднем 3—5 мм), невыдержанные по мощности и стратиграфическому положению, ундулирующие прослои буроватых и зеленовато-серых глин. Подобный характер напластования описан в верхнемеловых известняках Южной Англии [18], а также в силурийских, каменноугольных и юрских известняках Англии, США и Канады [14] и связан с позднедиагенетической компакцией пород, растворением CaCO_3 и перераспределением глинистого вещества под действием литостатического давления.

Оценка стратиграфической полноты разрезов. Несмотря на хорошую изученность ордовикских отложений Балтийско-Ладожского глинта, попытка оценки гиатусов, связанных даже с наиболее крупными стратиграфическими перерывами, встречает значительные затруднения. Это обусловлено сильной конденсацией этих отложений, отсутствием абсолютных датировок и провинциализмом фауны. В настоящее время эту оценку можно дать только в первом приближении. При этом мы вынуждены принять ряд допущений: 1) изохронность границ биостратиграфических зон, 2.) их одинаковую продолжительность, 3) примерно равную степень диагенетических и постдиагенетических преобразований. Наиболее достоверные результаты можно получить для самых крупных стратиграфических перерывов на западе Эстонии, которые фиксируются во всех разрезах приглинтовой полосы и хорошо диагностируются по комплексам различной фауны.

В районе р. Волхов волховский, кундаский и азериский горизонты имеют мощность 6,4; 14,5; 8,8 м, уменьшаясь на западе до 0,95; 1,0 и 0,15 м соответственно. Продолжительность времени накопления этих отложений, по оценкам [15], составляет 6,8 млн лет для волховского, 4 млн лет для кундаского и около 1 млн лет для азериского горизонтов. Учитывая вышеизложенные допущения, мы получаем, что сумма всех гиатусов (вне зависимости от происхождения) для волховского времени составляет 85% (~5,8 млн лет); для кундаского 93% (~3,7 млн лет); для азериского 98% (~980 тыс. лет). Рассчитать продолжительность отдельных перерывов практически не представляется возможным.

Исключение составляет ТД в основании волховского горизонта, для которого в первом приближении можно дать оценку его гиатуса. Это стало возможным благодаря нахождению в биогенных постройках ("геккерных горбах") на этом уровне конодонтовой зоны *Baltoniodus triangularis*, фиксируемой в отдельных "нормальных" разрезах (р. Лава, Путилове) [13]. В разрезе "Путиловского горба" мощность зоны *Baltoniodus triangularis* составляет около 1 м [13], а в "нормальном" разрезе соответствующий интервал не превышает 15 см (т.е. 15% мощности холма). Согласно данным [15], продолжительность волховского го-

ризонта составляет около 5 млн лет. Отсюда мы можем оценить величину гиатуса, который соответствует 85% продолжительности зоны *Baltoniodus triangularis*, т.е. 1 млн лет. Получившееся значение в целом соответствует предполагаемым скоростям формирования глауконита, инкрустирующего эту поверхность ТД [9].

Величина гиатуса для остальных региональных ТД вычисляется исходя из продолжительности горизонтов и стратиграфической корреляции, что графически показано на рис. 3. В соответствии с этим максимальный гиатус ТД в кровле "бутка" составляет около 2,5 млн лет в эстонских разрезах, уменьшаясь почти до нуля в разрезах Ладожского глинта. ТД на границе волховского и кундаского горизонтов соответствует гиатус почти в 3 млн лет на западе, значительно уменьшаясь на востоке, где точную оценку дать невозможно. Гиатус ТД на границе кундаского и азериского горизонтов в разрезах Эстонии оценивается примерно в 1,5 млн лет; он также уменьшается в восточном направлении.

Естественно, что эти цифры приблизительны и дают только общее представление о гиатусах. Для получения более точных данных необходима детализация биоэональных шкал, работа над которыми ведется в настоящее время.

Условия осадконакопления. Как видно из изложенного материала, изученные разрезы изобилуют перерывами различного типа. По степени концентрации перерывов их можно отнести к конденсированным разрезам [1], а отдельные интервалы — границу биллингенского и волховского, волховского и кундаского горизонтов — к "сверхконденсированным". Обширность развития обстановок ненакопления, весьма скромная доля позднедиагенетических и отсутствие постдиагенетических перерывов (рис. 1) заставляют связать большую часть изученных перерывов с условиями седиментации.

Для этого района мы предполагаем условия, аналогичные условиям волновых (метеорологических) шельфов, находящихся под воздействием среднеамплитудных приливов. Несмотря на кажущуюся близость к модели штормового шельфа, разработанной А.В. Дроновым [4, 9], отличия предлагаемой модели весьма ощутимы. Эти отличия касаются не столько способа транспортировки осадков, сколько развития обстановок ненакопления.

Рассматриваемый мелководный бассейн представлял собой гомоклинальный рамп [4, 9] с низкой продукцией CaCO_3 , осуществлявшейся главным образом водорослями, иглокожими и трилобитами. По скорости поставления CaCO_3 (при практически полном отсутствии терригенного материала) он должен приближаться к современным карбонатным бассейнам умеренных широт, т.е. 6—10 см/тыс. лет [5]. Однако даже при таких значениях скорости осадконакопления мощность толщи карбонатов, образовавшейся за рассматриваемый отрезок времени (>10 млн

лет), должна была быть на порядок больше. Факторами, приводившими к образованию условий ненакопления, были волнение, штормы и действие приливно-отливных течений. Периодические штормы абрадируют прибрежную часть бассейна, переносят осадок на глубину, разрушали пельматозойные поля и создавали условия для приостановки седиментации. Из прибрежной части осадок выносился интенсивнее, и с ней связаны наиболее высокозрелые поверхности ТД, вторично абрадируемые в эстонских разрезах.

Волнение в меньшей мере выполняло транспортирующую функцию. В затишные моменты происходило формирование осадка, причем поскольку основная продукция CaCO_3 приходилась на прибрежную часть, то осадка у побережья образовывалось больше, чем в удаленной части бассейна. Осадок биотурбиривался, что инициировало развитие поверхностей ТД и МД. В местах уже сформировавшихся ТД и МД, преимущественно в прибрежных районах (где осадков было больше), происходило образование глауконита, фосфатизация и инкрустация погребенных поверхностей ТД. В удаленной части бассейна, где мощность осадков была меньше, создавались окислительные условия, приводившие к окислению глауконита, формированию гидрогетита и импрегнации ТД и МД оксидами железа. При длительной экспозиции полулитифицированного глинистого осадка в нем начинался рост железистых микроконкреций. Позже осадки могли вновь размываться и перемещаться вследствие штормового воздействия.

Наличие приливно-отливных течений только предполагается; прямых доказательств их существования нет. То что данный бассейн был связан с более глубоководным бассейном, создает предпосылки для развития в нем среднеамплитудных приливов. Приливно-отливные течения обладали относительно низкой транспортирующей способностью, но, подобно современным Багамским островам [7], могли локально смывать рыхлый осадок и создавать обстановки ненакопления, сопровождавшиеся цементацией карбоната и развитием ТД разной степени зрелости, причем процесс этот мог идти довольно быстро. В силу того что данный бассейн принадлежал к категории эпейрических, то в моменты падения уровня моря абразия активизировалась, происходило формирование наиболее продолжительных гиатусов, совпадающих с границами секвенций [4]. Так как большая часть глинистого материала выносилась на глубоководье, а в прибрежных частях формировались более известковые породы, относительно быстро проходившие литификацию, то становится ясно, почему позднэдиагенетические перерывы наиболее широко проявлены именно в относительно глубоководных глинистых фациях.

Начало трансгрессивного этапа с карбонатным осадконакоплением на рампе соответствовало наименьшим значениям скорости седиментации в целом (волховское и кундаское время), поэтому и

суммарные гиатусы этих интервалов наибольшие. Следует отметить, что биота, существовавшая в то время в изучаемом бассейне, вообще не отличалась высокой продукцией CaCO_3 , поэтому он постоянно испытывал дефицит карбонатного материала.

Характерная черта нижней части волховского горизонта — наличие огромного числа поверхностей зрелого ТД, поскольку его породы формировались в условиях мелководья, на уровне базиса волнового воздействия, но при большом удалении от источников сноса терригенного материала. Моменты накопления осадка чередовались с остановками седиментации, причем последние явно преобладали. Возникновение ТД инициировалось биотурбацией карбонатного материала, приводившей к его дегазации и быстрой цементации. Возможно, на скорости этого процесса сказывалось влияние приливно-отливных течений. Затем следовал период длительной экспозиции ТД, сопровождавшийся его разрушением (растворением, био- и механической эрозией). Далее начиналась новая фаза седиментации: ТД засыпалось рыхлым осадком, а на образовавшемся геохимическом барьере, совпадавшем с поверхностью ТД, происходил рост пирита, глауконита (рис. 2, D) или фосфоритов. "Желтяки" формировались в более глубоководных условиях, чем "дикири". Смена условий седиментации документируется сменой типов перерывов в разрезе: количество зрелых ТД заметно уменьшается, происходит их смена на МД.

В начале кундаского времени происходило кратковременное обмеление бассейна, отмечаемое по региональной поверхности зрелого ТД, а также по присутствию гетит-гидрогетитовых микроконкреций. Подобная обстановка повторяется в середине кундаского времени (синявинское время), но имеет меньшее распространение на площади, а микроконкреции распространены только до центральной части Ладожского глинта. Для кундаского интервала в большей степени характерны обстановки МД, связанные с углублением бассейна и удалением источника карбонатного материала. Подобный характер седиментации распространяется и на азериское время, на протяжении которого продолжалось замедление скорости седиментации.

Граница кундаского и азериского горизонтов маркируется региональной поверхностью высокозрелого ТД, которому соответствует кратковременное обмеление. С юго-запада на северо-восток происходит уменьшение степени зрелости этого ТД, что является косвенным признаком увеличения глубины бассейна в этом направлении.

Заключение. Конденсированные разрезы нижнегосреднего ордовика Балтийско-Ладожского глинта изобилуют стратиграфическими перерывами различного типа, среди которых выделяются седиментационные и раннедиагенетические, а также позднедиагенетические. Наиболее разнообразны перерывы различных обстановок ненакопления, представленные

твердым дном различной стадии "зрелости" и мягким дном. С обстановками ненакопления генетически связано появление автохтонного глауконита и гетит-гидрогетитовых микроконкреций в различных по глубинности условиях.

Среди позднедиагенетических перерывов, выделяемых впервые и приуроченных к глинистым относительно глубоководным отложениям, различаются фазерные текстуры, стилолитовые швы и глинистые прослой II типа.

В большинстве случаев гиатусы конкретных перерывов вычислить не удастся, хотя суммарные гиатусы для изученных стратиграфических интервалов значительны и варьируют от 1 до 6 млн лет, что характерно

для конденсированных разрезов. Наиболее продолжительными, поддающимися приблизительному исчислению оказываются гиатусы для высокозрелых поверхностей ТД, связанных с границами секвенций — от 1 до 2,5 млн лет. Естественно, что величина таких гиатусов увеличивается к краевым частям бассейна.

Широкое развитие разнообразных седиментационных и раннедиагенетических перерывов связано с особенностями динамики бассейна — преобладанием волновых процессов над штормовыми, возможно, при участии приливно-отливных течений.

Авторы благодарят РФФИ (гранты 04-05-64503, 04-05-64420, 04-05-64424) и "Научные школы" (грант НШ-326.2003.5) за финансовую поддержку работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барабошкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Конаевич Л.Ф., Найдин Д. П. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки: Метод, рекомендации. М., 2002.
2. Вишняков С.Г., Геккер Р.Ф. Следы размыва и внутрипластовые нарушения в глауконитовых известняках нижнего силура Ленинградской области // К 45-летию научной деятельности члена ЦНИГРИ Н.Ф. Погребова. Л.; М., 1937. С. 30-50.
3. Геккер Р.Ф. Ископаемая фация гладкого каменного морского дна (К вопросу о типах каменного морского дна) / Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. Таллин, 1960. Вып. V. С. 199-227.
4. Дронов А. В. Секвенс-стратиграфия ордовикского палеобассейна Балтоскандии: Автореф. докт. дис. СПб., 2000.
5. Кукал З. Скорость геологических процессов. М., 1987.
6. Ламанский В.В. Исследования в области Балтийско-Ладожского глинта летом 1900 года // Изв. Геолкома. 1901. Т. 20. № 5. С. 233-277.
7. Лидер М.Р. Седиментология. Процессы и продукты. М., 1986.
8. Лубнина Н.В., Зайцев А.В., Павлов В.Э. Новые данные о положении палеомагнитного полюса Восточно-Европейского континента в ордовике // Докл. РАН. 2005. Т. 401. № 1. С. 1-6.
9. Методика событийной стратиграфии в обосновании корреляции региональных стратонев на примере нижнего ордовика Северо-Запада России. СПб., 1998.
10. Орвику К.К. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. Таллин, 1960. С. 45—79.
11. Пуррус Э., Эйнасто Р. Классификация стратиграфических пробелов и седиментационных перерывов в палеозое Прибалтики // Изв. АН ЭССР. 1987. Т. 36. № 1. С. 36-45.
12. Пылма Л. Сравнительная литология карбонатных пород ордовика северной и средней Прибалтики. Таллин. 1982.
13. Толмачева Т.Ю., Федоров П.В. Особенности распределения конодонтов в отложениях центрального "геккерова горба" карьера Путилово // Стратиграфические и фациальные методы изучения фанерозоя. СПб., 2000. С. 38—42.
14. Bathurst R.G. Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction // Sedimentology. 1987. Vol. 34. P. 749—778.
15. Dronov A., Holmer L. Ordovician sea-level curve: Baltoscandian view // The 5th Baltic Stratigraphical Conference: Basin Stratigraphy — modern methods and problems. Vilnius, 2002. P. 33-35.
16. Ivantsov A.Yu. Ordovician Trilobites of the Subfamily Asaphinae of The Ladoga Glint // Paleontol. J. 2003. Vol. 37. Suppl. 3. P. S229-S337.
17. Orvilcu K. Lithologie der Tallina-Serie (Ordovizium, Estland) I / Publ. of the Geol. Inst. of the Univ. of Tartu. Tartu, 1940.
18. Tucker M.V., Wright V.P., Dickson J.A.D. Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford — London — Edinburgh — Boston — Melbourne, 1990.
19. Wilson M.A., Palmer T.J. Hardgrounds and hardground faunas. University of Wales, Aberystwyth, Institute of Earth Studies Publications, 1992. N 9.

Поступила в редакцию
12.05.2005