

**МЕТОДИКА
СОБЫТИЙНОЙ СТРАТИГРАФИИ
В ОБОСНОВАНИИ КОРРЕЛЯЦИИ
РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТОНОВ
НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕГО ОРДОВИКА
СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ**

Санкт-Петербург • 1998

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

МЕТОДИКА
СОБЫТИЙНОЙ СТРАТИГРАФИИ
В ОБОСНОВАНИИ КОРРЕЛЯЦИИ
РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТОНОВ
НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕГО ОРДОВИКА
СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ



Издательство ВСЕГЕИ
Санкт-Петербург • 1998

Методика событийной стратиграфии в обосновании корреляции региональных стратон в примере нижнего ордовика Северо-Запада России / А. В. Дронов, Т. Н. Корень, Л. Е. Попов, Т. Ю. Толмачева. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 88 с. (Мин-во природн. ресурсов РФ, ВСЕГЕИ)

Монография посвящена методике событийно-стратиграфических исследований, которые опираются на комплексное использование секвенс-стратиграфического, литофациального, биозонального и экостратиграфического методов. Даются краткие рекомендации по практическому использованию каждого метода в полевых условиях и в дальнейших аналитических построениях. Как показано на примере изучения верхнемексиканских—нижнеордовикских отложений северо-запада европейской части России, интеграция перечисленных методов приводит к построению событийно-стратиграфической шкалы высокой разрешающей способности. Изложены новые данные по биозональному расчленению и биофациальной зональности разрезов, а также результаты секвенс-стратиграфического расчленения, литофациального моделирования и построения кривой колебаний уровня моря для пограничных отложений кембрия—ордовика Балтийско-Ладожского глинта. Обсуждаются проблемы определения ранга и степени детальности литостратиграфических подразделений при средне- и крупномасштабном геологическом картировании.

Монография предназначена для широкого круга специалистов, работающих в различных областях практической геологии и интересующихся возможностями использования современных методов стратиграфических исследований при геологическом доизучении площадей, а также занимающихся проблемами детального расчленения и корреляции кембрийских и ордовикских отложений.

Рис. 10, сп. лит. 120 назв.

Авторы:

*А. В. Дронов, Т. Н. Корень,
Л. Е. Попов, Т. Ю. Толмачева*

Научный редактор *Т. Н. Корень*

М $\frac{1804040000}{9P8(03)—1998}$ — 002

- © А. В. Дронов, Т. И. Корень, Л. Е. Попов, Т. Ю. Толмачева, 1998
- © Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), 1998
- © Министерство природных ресурсов Российской Федерации, 1998

ПРЕДИСЛОВИЕ

Монография посвящена современным исследованиям, направленным на создание интегрированной событийно-стратиграфической шкалы высокой разрешающей способности для данного геологического района или палеобассейна в целом. Исследования опираются на комплексное использование биозонального, биофациального, секвенс-стратиграфического и литофациального методов при обосновании и корреляции региональных и местных стратонов.

В первой части монографии изложены содержание и методы событийно-стратиграфических исследований. Дается характеристика наиболее важных биотических событий, их ранжирование по таксономическому и пространственному критерию, а также предполагаемые причинно-следственные связи с крупными абиотическими событиями и процессами. Кратко охарактеризованы преимущества использования биозонального и экостратиграфического методов для построения детальных региональных биостратиграфических шкал. Приводится более подробная характеристика относительно нового секвенс-стратиграфического направления и процедуры детального литофациального анализа. На современном этапе эти направления геологических исследований приобретают все большую стратиграфическую ценность при дешифрировании и корреляции событийных уровней в пределах конкретных палеобассейнов и в глобальном масштабе.

Во второй части отражена специфика использования различных методов событийной стратиграфии на примере хорошо изученного ордовикского палеобассейна территории, примыкающей к Балтийско-Ладожскому глинту и Балтоскандии. Показано практическое преимущество предлагаемых комплексных исследований для построения региональной событийно-стратиграфической шкалы. Изложены новые данные по биостратиграфическому расчленению верхнекембрийских и нижнеордовикских отложений Балтийско-Ладожского глинта. Впервые в достаточно полном объеме показаны результаты секвенс-стратиграфических построений, а также биофациального и литофациального моделирования с целью построения кривой колебаний уровня моря. Методический подход и разработанные модели могут быть использованы при геологическом доизучении и средне- и крупномасштабном геологиче-

ском картировании осадочных толщ фанерозоя в различных регионах России, в особенности на территории древних платформ и их краевых областей.

Работа выполнена сотрудниками отдела стратиграфии Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ) и Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ), использовавшими опыт событийно-стратиграфических исследований коллег из Эстонии, Швеции и Дании.

Финансовая поддержка (Т. Н. Корень, Т. Ю. Толмачевой) оказана Российским фондом фундаментальных исследований, грант № 960565—758.

Глава 1. СОБЫТИЙНАЯ СТРАТИГРАФИЯ: СОДЕРЖАНИЕ И МЕТОДИКА

1.1. Общие положения

Все методы стратиграфии имеют своей целью расчленение и корреляцию осадочных толщ для установления их одновозрастности, при этом каждый опирается на один или несколько генетически связанных признаков, а именно:

вещественный состав и текстурные особенности пород (литостратиграфия), ископаемые органические остатки (биостратиграфия);

геохимические и палеомагнитные характеристики (хемостратиграфия и магнитостратиграфия);

характер залегания и цикличности отложений (ритмостратиграфия и секвенс-стратиграфия).

К настоящему времени достигнуты большие успехи в разработке теоретических предпосылок и методологических подходов в рамках перечисленных методов.

С начала 80-х годов произошел взрыв в масштабности и детальности исследований и в использовании новых моделей. Особую популярность приобрели методы стратиграфической интерпретации сейсмических данных, согласно которым в качестве основных маркеров для расчленения стратиграфической колонки использовались региональные несогласия [Van Wagoner et al., 1988; Сейсмостратиграфические исследования..., 1990]. Первоначально идея секвенс-стратиграфии отработывалась на мезозойских отложениях американского кратона. Она оказалась наиболее хорошо применима в бассейновом анализе как по скважинам, так и в обнажениях и не только на кратонах, но также в краевых и бассейновых фациях. Разрешающая способность расчленения существенно повысилась в результате интеграции секвенс-стратиграфического и биостратиграфического методов при проведении региональной и межрегиональной синхронизации отложений, особенно в событийных интервалах вблизи границ стратиграфических подразделений. Биостратиграфия и экостратиграфия стали надежными партнерами при распознавании и картировании детальных подразделений с помощью секвенс-стратиграфического метода. На основе комплексного использования биоэональных и биофациальных подразделений

наиболее достоверно определяется одновозрастность секвенций в пределах палеобассейнов или их частей, датируются границы секвенций и поверхности максимального затопления, определяются палеообстановки. Эти подразделения также дают основу для распознавания трансгрессивных событий и определяют детальность расчленения трансгрессивных единиц, в ряде случаев большую по сравнению с сеймостратиграфией.

Стимулом к дальнейшим многоаспектным стратиграфическим исследованиям и совершенствованию методов корреляции стали активные международные исследования по стандартизации общих стратиграфических шкал фанерозойских систем [Harland et al., 1989]. Важные результаты в направлении изучения глобальных аспектов стратиграфии были достигнуты в результате исследований по проекту Международной программы геологической корреляции № 216 «Глобальные биологические события в истории Земли» [Walliser, ed., 1986, 1995; Kauffman and Walliser, eds., 1990]. Это расширило рамки корреляции от региональных до глобальных, что привело к углублению знаний по эволюции сообществ, биогеографии, палеогеографии и эвстазии.

Сформировалось новое направление стратиграфических исследований, получившее название *событийная стратиграфия*. Она основана на внезапных и кратковременных событиях, документируемых и распознаваемых в осадочных последовательностях по различным характеристикам [Walliser, 1995a]. *Событие* определяется как кратковременное, часто катастрофическое прекращение непрерывности процесса, временной интервал которого значительно короче предшествующего и последующего периодов стабильного развития или медленных изменений литосферы и биосферы. События представляют собой изменения вещественного состава, седиментологических или экологических особенностей, геохимической и других характеристик. Комплексное использование соответствующих методов позволило перейти к *событийной стратиграфии высокой разрешающей способности* [Kauffman, 1988], а интеграция последней с детальной биостратиграфией — к *голостратиграфии* [Walliser in: Walliser, ed., 1986].

Нами *событийная стратиграфия* отождествляется с голостратиграфией и понимается как интеграция различных методов в изучении событий, используемых для детального расчленения и временной параллелизации слоев. Основной целью является создание на мультидисциплинарной основе региональных и глобальной событийно-стратиграфических шкал высокого корреляционного потенциала. Минимальная продолжительность подразделений таких шкал для некоторых геологических систем достигает первых сотен тысяч лет.

Методика распознавания и использования событий предполагает анализ всех возможных изменений седиментологических и биологических признаков осадочных толщ. Как известно, одна треть или половина опорных стратиграфических рубежей в детально

изученных последовательностях маркируется региональными или глобальными геологическими и биологическими событиями. Региональные события обычно отражают особенности геологической истории данного региона (палеобассейна или его части). Они особенно хорошо документируются в мелководных шельфовых толщах, где проявляются в фациальных сдвигах, приводящих к смене экологических ассоциаций фауны, в формировании характерных седиментологических маркеров, таких как темпеститы. В склоновых фациях они фиксируются образованием оползневых отложений, а также формированием турбидитов. Реконструкция природы и характера этих изменений имеет важное практическое значение при геологическом картировании.

Среди событий, фиксируемых по фациальным изменениям любого масштаба и пространственной протяженности, различаются кратковременные (события черносланцевой седиментации, образование пепловых прослоев) и более длительные, знаменующие становление и дальнейшее существование нового фациального режима (обширные трансгрессии с распространением глубоководных фаций на шельфы). Первые служат надежными маркерами в корреляциях разного масштаба, так как изменения седиментологических и фаунистических характеристик распознаются в поле и могут быть использованы при картировании. В задачи полевых наблюдений входят макро- и микрофациальный анализ, изучение цикличности седиментации с использованием секвенс-стратиграфической методики, геохимическое и палеомагнитное опробование. Следы многих событий могут быть обнаружены только в результате очень тщательного, часто посантиметрового, седиментологического и стратиграфического анализов, так как в осадочных последовательностях им обычно соответствуют поверхности напластования или маломощные интервалы. Часто в конкретных разрезах легче всего идентифицируются стратиграфические перерывы, резкие изменения типа и состава пород, их окраски. Эти кратковременные и внезапные изменения дешифрируются в разрезах по появлению маломощных прослоев черных сланцев, вулканических пеплов, темпеститов, железистых оолитов или марганцевых конкреций, а также других седиментологических маркеров.

Более длительные или растянутые во времени изменения маркируют важные переломные рубежи в истории геологического развития палеобассейнов и используются для периодизации и палеогеографических реконструкций.

В ряде случаев, особенно в монофациальных пелагических разрезах, первым распознается биологическое событие (резкое изменение состава фауны или количества биомассы), и только последующее более тщательное изучение седиментологической составляющей как по вертикали, так и по латерали, даст возможность диагностировать слабо выраженные абиотические изменения.

Биологические события являются важными маркерами корреляции отдельных разрезов при геологической съемке и в более широких региональных обобщениях. Имеются различные пути распознавания событий вымирания, которые включают исчезновение многочисленных видов в конкретных стратиграфических разрезах, внезапные снижения количества сохранившейся биомассы, геохимические и другие аномалии, совпадающие с уровнями вымирания или последних находок видов в разрезах. В полевых условиях могут также диагностироваться и проследиваться от разреза к разрезу такие события, как резкое снижение биомассы или таксономического разнообразия фауны, аномальное скопление ископаемых остатков в результате экспансии и колонизации придонных биотопов, которые выражаются в образовании прослов ракушняка или органогенных построек (биостромы).

В основе глобальной событийной стратиграфии лежит изучение крупных геотектонических и фациальных перестроек в истории Земли и связанных с ними резких изменений в биосфере. Среди процессов, приводящих к абиотическим событиям, наибольшее значение имеют изменение глубины бассейна, обусловленное эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, тектонические процессы и скорость осадконакопления. Причинно-следственные взаимоотношения глобальных абиотических процессов и событий чрезвычайно сложны. Они приводят к изменениям таких океанографических параметров, как стратификация вод, колебания уровня бескислородного слоя, вертикальные конвекции, изменение системы океанических течений, формирующих и меняющих неорганическое и органическое содержание осадочных слоев. Все эти изменения вызывают глобальные биологические события, выраженные в фаунистических перестройках различного масштаба. Изучению глобальных эвстатических колебаний уровня моря и их влияния на динамику развития фаунистических сообществ уделялось большое внимание в рамках исследований по проекту «Глобальные биологические события» [Johnson and McKerrow, 1991; Johnson et al., 1991; Morrow et al., 1995]. Выявлено, что эвстатические колебания уровня моря контролируются климатическими флуктуациями и, в частности, изменением количества материковых льдов, а также скоростью спрединга и объемом срединноокеанических хребтов. Влияние тектоники выражается в относительном погружении или поднятии дна бассейна в локальном или региональном масштабах. Скорость накопления и количество осадков также связаны с изменениями тектонического и климатического режимов. В настоящее время кривые изменения уровня моря реконструированы с большей или меньшей достоверностью практически для всех фанерозойских систем на основе изучения разрезов крупных кратонов.

Термин «глобальный» по отношению к событиям употребляется одновременно в двух смыслах:

в пространственном, что означает распознавание события в седиментационных бассейнах на разных континентах;

во временном, когда глобально синхронные события датируются в пределах самой меньшей и хорошо коррелируемой хронологической единицы [Walliser, 1995a].

Глобальное биологическое событие затрагивает определенный таксон, экосистему или значительную часть биоты. При изучении динамики развития конкретных фаунистических групп различного таксономического ранга наиболее хорошо дифференцируются события массового вымирания, морфологических нововведений и следующие за ними интенсивные повышения морфологического разнообразия или радиации. Биологические инновации означают развитие такого структурного плана или морфологического признака, который служит основой дальнейшей успешной эволюции и диверсификации таксона. Например, возникновение планктонных дендроидей в начале ордовика привело к быстрой эволюции пелагических граптолитов в течение ордовика, силура и раннего девона. Радиации или интенсивные диверсификации таксонов в относительно короткий период времени обычно следуют за событиями морфологических инноваций и вымираний. В последнем случае радиация имеет место после короткого интервала, следующего за вымиранием. В то же время, интервал между появлением нового морфологического признака и радиацией может иметь продолжительность до нескольких миллионов лет.

Биологические события, связанные с литологическими изменениями, были распознаны уже на ранних стадиях развития нашей науки и большинством ученых в течение первых трех четвертей XIX века были использованы для разграничения геологических систем и слагающих их серий и ярусов. Многие подразделения общей стратиграфической шкалы, разграниченные естественными рубежами, и по сей день остаются валидными. Однако еще два десятилетия назад обсуждался сам факт существования или иррациональности использования термина «биологическое событие». Когда это понятие вошло в употребление, стали сомневаться в синхронности глобальных событий, а затем высказывались весьма противоречивые суждения об их причинности [Walliser, 1995a].

Биологические события могут быть эпизодическими или периодическими, кратковременными или продолжительными. Криза по сравнению с событием продолжается более длительное время, в течение которого, например, скорость вымирания видов превышает скорость их появления. Глубокие биотические кризисы, подобные поздне меловому, представляют собой разобщенные, но следующие друг за другом ступенчатые события массовых вымираний различных таксонов в течение 2—3 млн лет.

Весьма важно при изучении глобальных биологических событий использовать аккуратно построенные модели динамики разнообразия и интенсивности вымирания стратиграфически ниже и выше событийного уровня. Однако их оценка в конкретных стратигра-

фических разрезах, как и в глобальных таксономических обобщениях, всегда трудна и включает некоторую степень неопределенности и потенциальной ошибки. Разработаны некоторые методы тестирования палеонтологической точности, например, при определении стратиграфических диапазонов таксонов в конкретных разрезах с целью выявления различий между настоящим ступенчатым вымиранием и кажущимся постепенным снижением разнообразия в результате неадекватного опробования разрезов [Sepkoski and Koch, 1995].

Возможно также ранжирование событий на основе таксономического уровня вымерших таксонов, их общего количества или процентного соотношения. Однако в обоих случаях не учитывается эволюционный уровень вымерших таксонов, разнообразие группы, которая подверглась вымиранию или роль данной группы в палеоэкосистеме.

Более общая классификация биологических событий, учитывающая динамику развития всей затронутой экосистемы включает *биологические события диверсификации и снижения разнообразия* [Sageman et al., 1995; Kauffman and Hart, 1995].

События *диверсификации* определяются по внезапному возрастанию разнообразия (радиации), размера популяций и/или биомассы. К ним также относятся события иммиграции таксонов, в результате которых возникают области высокого разнообразия таксонов и быстрые эволюционные события. Они отражают кратковременные улучшения условий обитания (температура, количества питательных веществ и света, химия воды и атмосферы), а также такие свойства обстановок обитания, как гетерогенность и стабильность. Возрастание разнообразия может быть следствием быстрой экспансии и увеличения благоприятного экологического пространства, приводящим к широкому заселению вновь возникших ниш, устранению биологических, химических и/или физических ограничений размеров популяции, встречаемости и разнообразия видов. К этим событиям относится быстрая эволюция новых и благоприятных адаптивных свойств и возникновение более сложных взаимодействий видов в экосистемах, приводящих к экспансии или дифференциации ниш, занятию новых ниш и эволюционным радиациям, особенно вслед за глобальными или региональными массовыми вымираниями.

Биологические события *снижения разнообразия* характеризуются обратными процессами в силу критических состояний экосистем, массовой смертности, внезапных редуций сообщества или биогеографического ранга, региональных эмиграционных событий среди таксономически разнообразных сообществ и, главное, региональными и глобальными событиями вымираний. Эти особенности также реконструируются с помощью комплексного использования биоэкологического и биофациального анализов.

1.2. Биозональный метод

Основу временной корреляции осадочных толщ фанерозоя составляют высокодетальные биозональные подразделения. В течение почти 200-летней истории биозональный метод эволюционировал от использования смены руководящих форм к построению филогенетических линий и учету данных экостратиграфического анализа. Возможности зон по планктонным и бентосным группам фауны реализованы в создании региональных шкал и глобальных стратиграфических стандартов многих геологических систем фанерозоя, в палеогеографических реконструкциях, геодинамических построениях и, наконец, в детальных геологических картах.

В настоящее время полностью осуществлен переход на зональный уровень расчленения, а биостратиграфическая зона выполняет функцию основной и обычно наиболее детальной единицы временной параллелизации фанерозойских отложений. Современная задача биостратиграфов состоит в том, чтобы усовершенствовать биозональные шкалы, повысив разрешающую способность их подразделений в глобальных ареалах. Они находятся в стадии постоянной доработки и совершенствования в связи с возрастающим объемом знаний по эволюции, таксономии, филогении и биостратиграфии.

Общий подход и единые требования к выделению биостратиграфических зон по различным группам органических остатков изложены в ряде монографий и методических руководств [Степанов, Мессежников, 1979; Практическая стратиграфия..., 1984; Зональная стратиграфия..., 1991; Биозональный метод..., 1995 и др.]. Большое внимание определению различных типов зон уделено в последнем издании Стратиграфического кодекса [1992].

Биозональные исследования опираются на изучение типовых разрезов, разработку в них зональных последовательностей по всем пригодным для этой цели группам органических остатков. Для выделения зоны наиболее важны критерий определения нижней границы и диагностичный комплекс, которые фиксируют стратиграфический объем подразделения и обеспечивают точность корреляций. Наиболее употребимы и точны зоны совместного или конкурентного распространения таксонов и интервал-зоны, определяемые как слои между первым появлением вида-индекса данной зоны и первым появлением зонального таксона вышележащего подразделения [Стратиграфический кодекс, 1992]. Примерами служат большинство конодонтовых и граптолитовых зон палеозоя. Границы подразделений по бентосным группам, существенно контролируемым фациями, обычно также определяются по появлению вида/рода-индекса или нескольких диагностичных таксонов. Однако в данном случае пределы распространения таксонов большей частью обусловлены сменой эколого-фациальных условий и не совпадают с их реальными диапазонами распространения. Зональные комплексы бентосных фаун обычно характеризуют экостратиграфические

единицы, часто называемые биофациями и прослеживаемые в конкретных стратиграфических разрезах или в пределах стратиграфического района (глава 2). Несмотря на меньшую пространственную устойчивость, такие единицы дают высокую детальность расчленения разрезов и весьма полезны для местной корреляции. Наряду с зонами по планктонным группам они используются для обоснования региональных унифицированных подразделений, а их пространственная смена обеспечивает корреляцию картируемых литостратиграфических подразделений.

Методика составления зонального стандарта обычно сводится к применению традиционных методов определения пределов стратиграфических диапазонов таксонов в наиболее полных последовательностях и их сравнению в разрезах, представляющих различные фациальные обстановки. Это важный тест, свидетельствующий в случае совпадения диапазонов о том, что данная последовательность событий появления и исчезновения диагностических таксонов приближается к биохронологической и может быть использована для широких временных параллелизаций за пределами изучаемого палеобассейна.

Разрешающая способность расчленения и корреляции по разным фаунистическим группам и в различных стратиграфических интервалах существенно варьирует, отражая динамику таксономического разнообразия и скорость эволюции. Она равна от 0,2—0,5 млн лет для юрских аммонитов до 1—4 млн лет для одновозрастной микрофауны, а по диноцистам — от 3 млн лет в ранней юре до 1 млн лет в поздней юре [Зональная стратиграфия..., 1991]. Конечно, возможна дальнейшая детализация зон, если привлечь дополнительные критерии, но подразделение на более короткие интервалы не гарантирует возможности их практического использования и широкого применения.

Подразделения или события, продолжительность которых на грани разрешающей способности биостратиграфии, коррелируются только, если можно использовать несколько групп, осуществляя множественные биостратиграфические корреляции или используя независимые методы событийной стратиграфии. В таких случаях разрешающая способность коррелируемых единиц достигает в среднем 0,75 млн лет, особенно в событийных интервалах [Kauffman, 1986]. Однако многозональная корреляция приводит также к некоторым неопределенностям. Поэтому едва ли следует превышать детальность, равную 1—2 млн лет, на основе только биостратиграфии.

Другие потенциальные проблемы связаны с пределами биостратиграфической детальности и нашими возможностями. Биостратиграфическая детальность в разрезах континентальных окраин часто снижается из-за отсутствия маркирующих микрофоссилий, свойственных мелководным фациям, а также из-за их персотложения. Трудности связаны с тем, что организмы ограничены в

своем распространении физико-географическими и тектоническими барьерами.

Любой метод дает ошибку до нескольких миллионов лет, и биостратиграфия не является исключением, поэтому только интеграция с независимыми оценками, полученными, например, при детальном биофациальном и секвенс-стратиграфическом анализе, может позволить увеличение детальности. Такая комплексность исследований даст прекрасную региональную канву, которая вряд ли может быть распространена с той же детальностью на другие палеобассейны.

1.3. Экостратиграфический метод

Это направление исследований сформировалось в результате перехода от тафономического и биофациального анализа отдельных групп к экостратиграфическому синтезу эволюции сообществ и палеоэкосистем. Несмотря на противоречивость научно-методических подходов [Степанов, Месежников, 1979], экостратиграфический метод в целом основан на усилении роли палеоэкологического анализа при биостратиграфических исследованиях.

Таксономический состав и разнообразие бентосной фауны контролируется совокупностью абиотических факторов, таких как характер субстрата, освещенность, турбулентность придонных слоев воды, насыщенность их кислородом, наличие органической и неорганической взвеси, температура, соленость и другие. Интенсивность и характер воздействия многих из этих факторов прямо или опосредованно связаны с глубиной и поэтому в распределении бентосных сообществ отчетливо прослеживается поясная зональность. На основании изучения распределения бентосных сообществ в раннем и среднем палеозое предложена их обобщенная классификация, согласно которой любое сообщество может быть отнесено к одной из пяти зон бентосных комплексов (ЗБК) [Voucot, 1975]. Реконструируемые единицы представляют собой биофациальные пояса с границами, расположенными приблизительно параллельно береговой линии. Первая ЗБК отвечала условиям литорали, вторая и третья — условиям мелководного шельфа, наиболее благоприятным для фотосинтетической активности водорослей и располагавшихся выше базиса волн, четвертая и пятая — глубоким частям шельфа, ниже базиса волн и зоны активного фотосинтеза. Кроме того, А. Буко выделил шестую ЗБК, для которой характерно резкое сокращение количества бентоса, тогда как остатки пелагических организмов становятся преобладающими в осадке. Эта батиметрическая зональность разработана, главным образом, на основе биофациального анализа морских бассейнов континентальных окраин, для которых характерен контрастный рельеф морского дна. В эпиконтинентальных бассейнах, характеризовавшихся сходными палеогеографическими условиями на больших площадях, отчетливая поясная зональность

была выражена слабее. Здесь наиболее важными абиотическими факторами, контролировавшими распределение сообществ, были особенности субстрата и гидродинамики (глава 2).

Организмы и сообщества как наиболее чувствительные свидетельства изменений параметров среды дают надежные критерии для определения изменений уровня моря. В последние годы результаты батиметрического анализа сообществ широко используются при построении эвстатических кривых уровня моря, часто совместно с секвенс-стратиграфическими исследованиями. Эти данные особенно важны в однородных тонкозернистых бассейновых фациях, где геометрия секвенций не несет те яркие признаки, которыми характеризуются грубозернистые прибрежные осадки. Определение батиметрических зон по бентосным сообществам и детальный экостратиграфический анализ с выделением характерных биофаций, особенно во внешне монотонных сланцевых разрезах имеет важное значение как независимый метод, тестирующий дифференциацию секвенций на различные тракты седиментационных систем. Рутинное определение диапазонов фауны также является надежным инструментом распознавания границ секвенций и конденсированных единиц, особенно в тонкозернистых открытошельфовых фациях с многочисленными стратиграфическими перерывами. Таким образом, детальный биостратиграфический и экостратиграфический анализы, проводимые в первую очередь в процессе полевых исследований, вносят уникальный вклад в секвенс-стратиграфические построения, поскольку интерпретации и корреляции, основанные на физических седиментационных характеристиках, могут быть протестированы и уточнены. Синтез этих данных дает весомые преимущества как практической, так и научно-методической геологической науке.

1.4. Секвенс-стратиграфический метод

Секвенс-стратиграфия занимается изучением пространственно-временных соотношений генетически связанных последовательностей пластов, формирующих геологические тела, ограниченные поверхностями несогласий или коррелирующимися с ними согласными поверхностями. Секвенс-стратиграфический метод рассматривается здесь в рамках событийной стратиграфии, поскольку поверхности региональных несогласий являются результатом изменений уровня моря, в том числе резких эвстатических колебаний.

Развитие этого направления исследований связано с возникновением в семидесятые годы новых методик высокоразрешающего сейсмопрофилирования, применявшихся при разведке месторождений углеводородов [Payton, ed., 1977]. Первоначально секвенс-стратиграфия развивалась внутри сеймостратиграфии и лишь в последнее время обособилась в качестве самостоятельной дисциплины или метода, занимающегося выделением и прослеживанием

осадочных секвенций. Основу секвенс-стратиграфии составляет изучение внешней формы и внутреннего строения осадочных тел, заключенных между несогласиями. Анализ геологического разреза может осуществляться как сейсмическими методами, так и при изучении обнажений, керна буровых скважин, каротажных диаграмм или при обычном изучении разреза по обнажениям.

Секвенс-стратиграфия имеет много общего с ритмостратиграфией, предмет изучения которой составляет повторяемость в разрезе характерных пород и/или их сочетаний. В отличие от нее секвенс-стратиграфия занимается изучением следов колебаний уровня моря вне зависимости от того, приводят ли подобные колебания к возникновению повторяющихся в разрезе упорядоченных сочетаний пород. Такой подход имеет то преимущество, что он не связан с какими-либо конкретными последовательностями пород и может быть применен при корреляции разнофациальных отложений.

Поскольку секвенс-стратиграфия часто имеет дело с глобальными эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, выделяемые подразделения могут иметь значительный корреляционный потенциал и позволяют сопоставлять разнофациальные отложения различных континентов.

Однако секвенс-стратиграфические исследования не ограничиваются только построением общей шкалы эвстатических колебаний уровня Мирового океана для всего фанерозоя и корреляцией отложений на этой основе. Основная задача секвенс-стратиграфии состоит в познании закономерностей строения и формирования осадочных геологических тел различных порядков и более точной внутривысшей корреляции на этой основе.

Секвенс-стратиграфия как самостоятельное активно развивающееся направление стратиграфических исследований имеет свою понятийную базу и терминологию, которые продолжают дорабатываться. Большая часть терминов не имеет общепринятых эквивалентов в русском языке, в связи с чем ниже приводится обзор основных понятий с указанием их англоязычных названий. При объяснении их содержания, помимо классических работ [Mitchum, 1977; Van Wagoner et al., 1988], учитывается более широкий спектр публикаций [Сеймостратиграфические исследования..., 1990; Шлезингер, 1990; Mitchum and Van Wagoner, 1991; Posamentier and James, 1993; Posamentier and Allen, 1993; Carbonate Sequence..., 1993].

Осадочной секвенцией (depositional sequence) называется относительно согласная последовательность генетически связанных слоев, ограниченная несогласиями или коррелирующимися с ними согласными поверхностями. Секвенции не содержат внутри себя несогласий и состоят из парасеквенций и пакетов парасеквенций, объединяемых в тракты седиментационных систем (ТСС).

Парасеквенцией (parasequence) называется относительно согласная последовательность генетически связанных пластов или пачек,

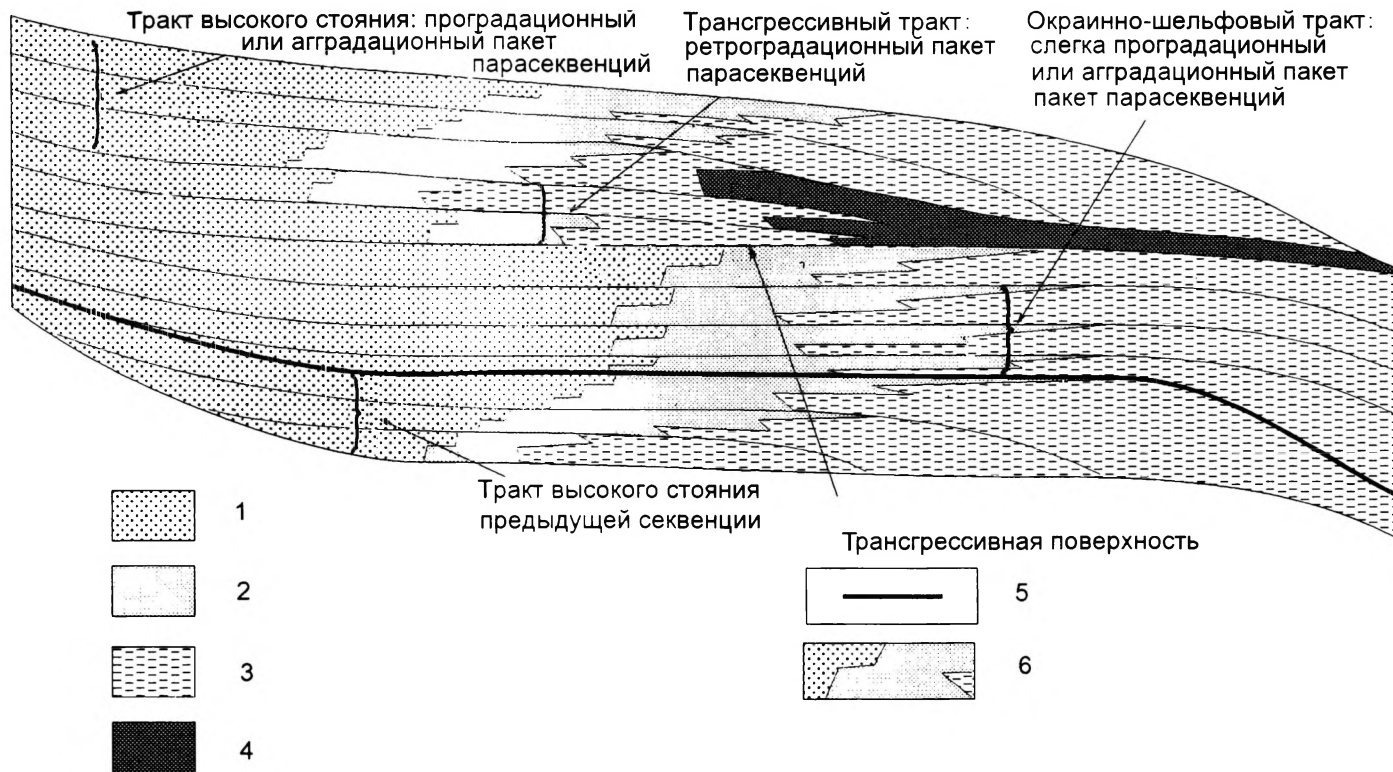


Рис. 1. Общая схема строения осадочной секвенции второго типа:

1 — прибрежные фации; 2 — мелководные фации; 3 — относительно межводные фации; 4 — конденсированные отложения; 5 — граница секвенций второго типа; 6 — парасеквенция.

Глубина

ограниченная поверхностями морского затопления и коррелирующимися с ними уровнями. *Поверхности морского затопления (marine flooding surface)* называются такие поверхности напластования, при пересечении которых фиксируются признаки резкого увеличения глубины бассейна. С ними могут быть связаны небольшие перерывы в осадконакоплении, часто сопровождающиеся слабо выраженной подводной эрозией [Van Wagoner et al., 1988].

Пакетом парасеквенций (parasequence set) называется последовательность генетически связанных парасеквенций, характеризующаяся определенным типом напластования: проградационным, агградационным или ретроградационным (рис. 2). Границы пакетов проводятся там, где меняется тип напластования.

Несогласие (unconformity) называется «поверхность, разделяющая более древние и более молодые пласты, вдоль которой отмечаются признаки субаэрального эрозионного срезания (а в некоторых местах — коррелирующейся с ним субаквальной эрозии) или субаэральной экспозиции, сопровождающейся значительным перерывом в осадконакоплении» [Van Wagoner et al., 1988, p. 41].

Осадочная секвенция является основным исходным понятием секвенс-стратиграфии. Секвенции и слагающие их парасеквенции выделяются и идентифицируются исключительно по их внешней форме и внутреннему строению, включая направленность вертикальных и латеральных изменений и характер ограничивающих поверхностей, безотносительно к мощности и продолжительности их формирования.

Границей секвенций первого типа (type 1 sequence boundary) называется несогласие, представленное подошвенным налеганием и характеризующееся следами субаэральной экспозиции, эрозионным рельефом и смещением фаций в сторону бассейна. В результате этого смещения неморские или мелководноморские отложения, располагающиеся выше границы секвенции, могут непосредственно перекрывать гораздо более глубоководные отложения. Предполагается, что граница секвенций первого типа образуется в том случае, если скорость эвстатического падения уровня моря значительно превышает скорость погружения дна бассейна [Van Wagoner et al., 1988].

Граница секвенций второго типа (type 2 sequence boundary) также может быть представлена подошвенным налеганием в прибрежных областях и маркируется субаэральной экспозицией. Однако здесь отсутствуют субаэральная эрозия и смещение фаций в сторону бассейна. Предполагается, что граница секвенций второго типа образуется в том случае, если скорость эвстатического падения примерно соответствует скорости погружения дна бассейна так, что значительного относительного падения уровня моря не происходит.

Секвенции, имеющие в основании границу первого типа называются секвенциями первого типа, а имеющие в основании границу второго типа — секвенциями второго типа. Полная осадочная секвенция как первого, так и второго типа состоит из трех частей, именуемых *трактами седиментационных систем* (ТСС). Внутри секвенций первого типа различают (снизу вверх): тракт низкого стояния, трансгрессивный и тракт высокого стояния. Внутри секвенций второго типа выделяются окраинно-шельфовый и трансгрессивный тракты и тракт высокого стояния (рис. 4) [Van Wagoner et al., 1988].

В некотором смысле ТСС является аналогом того понятия, для обозначения которого в русской геологической литературе применяется термин «фациальный ряд» [Шатский, 1960]. Во избежание недоразумений при описании осадочных секвенций лучше, по-видимому, использовать термин «тракт седиментационных систем», который более тесно увязан со всей понятийно-терминологической системой секвенс-стратиграфии.

ТСС выделяются и идентифицируются на основе анализа их положения внутри секвенции, характера ограничивающих поверхностей и типа напластования слагающих их парасеквенций. Каждый из трактов, кроме того, характеризуется определенной внутренней геометрией и фациальными ассоциациями. Определение «низкого стояния» или «высокого стояния» применительно к трактам седиментационных систем не имеют непосредственного отношения к эвстатическим колебаниям уровня моря. Реальное время начала и завершения формирования любого ТСС является сложной функцией взаимодействия между эвстазией, скоростью поступления осадочного материала и тектоникой.

Трактом низкого стояния (lowstand systems tract) называется самый нижний из ТСС в полно развитых осадочных секвенциях первого типа. В пределах этого тракта могут быть выделены три отдельные единицы: донный конус выноса, склоновый конус выноса и клин низкого стояния. Характеристики отложений *донного конуса выноса (basin-floor fan)* здесь не приводятся, поскольку их присутствие не зафиксировано на изучаемой площади. *Склоновый конус выноса (slope fan)* часто представлен отложениями зерновых потоков, формирующихся в средней части или ближе к основанию склона. Их накопление может происходить одновременно с началом формирования нижней части клина низкого стояния. *Клин низкого*



Рис. 2. Различные типы напластования внутри пакетов парасеквенций:
 1 — прибрежные фации; 2 — мелководные фации; 3 — удаленные от берега фации. Цифрами в кружках обозначены отдельные фации парасеквенций.

стояния (lowstand wedge) может быть представлен в прибрежной части отложениями, заполняющими врезанные долины, а далее в сторону бассейна — проградационным заполнением клинообразной формы, перекрывающим отложения донного и склонового конусов выноса с подошвенным прилеганием. Клинья низкого стояния состоят из проградационных пакетов парасеквенций, переходящих местами в агградационные. Считается, что его формирование происходит на фоне медленного относительного подъема уровня моря. Кровля клина низкого стояния представляет собой поверхность морского затопления, которая именуется трансгрессивной поверхностью.

Окраинно-шельфовым ТСС (shelf-margin systems tract) называется аналог тракта низкого стояния в осадочных секвенциях второго типа. Кровля его представлена трансгрессивной поверхностью, а основанием является граница секвенций второго типа. Этот тракт характеризуется одним или несколькими проградационными или агградационными пакетами парасеквенций, образующими подошвенное налегание на границу секвенций в направлении суши и формирующими подошвенное прилегание к ней в направлении бассейна.

Трансгрессивным ТСС (transgressive systems tract) является обычно средний тракт, который может быть представлен одним или несколькими пакетами парасеквенций. Они образуют подошвенное налегание на границу секвенции, если проследить ее в направлении суши, и формируют подошвенное прилегание к трансгрессивной поверхности в направлении бассейна.

Трактом высокого стояния (highstand systems tract) именуется верхний ТСС как в секвенциях первого, так и второго типов. Этот тракт характеризуется одним или более агградационными пакетами парасеквенций, которые сменяются вверх по разрезу парасеквенциями с геометрией проградационных клиноформ. Парасеквенции внутри тракта высокого стояния трансгрессивно налегают на границу секвенций в направлении суши и образуют подошвенное прилегание с кровлей трансгрессивного тракта в направлении бассейна. Подошвой тракта высокого стояния, совпадающей с кровлей трансгрессивного тракта, является *поверхность подошвенного прилегания (downlap surface)*. Она определяется как поверхность морского затопления, к которой прилегают «хвосты» проградационных клиноформ тракта высокого стояния. Эта поверхность является одновременно *поверхностью максимального затопления (surface of maximum flooding)*.

Предполагается, что период формирования каждого из ТСС может быть сопоставлен с определенным отрезком кривой эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Так, тракт низкого стояния формируется на завершающей фазе эвстатического падения уровня моря и на начальных этапах его эвстатического подъема. Трансгрессивному тракту соответствует время быстрого эвстатического подъема уровня моря. Тракт высокого стояния совпадает

с заключительными фазами эвстатического подъема в период стабилизации и ранними этапами эвстатического падения [Van Wagoner et al., 1988].

1.5. Литофациальное моделирование

Под литофациальным моделированием в настоящей работе понимается методика выявления колебаний уровня моря на основе смены в разрезе литофаций, занимающих на профиле бассейновой окраины различное батиметрическое положение.

Существуют два методически одинаковых, но практически различающихся подхода к восстановлению кривой высокочастотных колебаний уровня моря. Один из них, называемый обычно экостратиграфическим (глава I), основан на смещении фаунистических сообществ (биофаций) на модельном профиле в зависимости от изменения глубины бассейна. Другой, который мог бы быть назван литостратиграфическим, основан на смещении обстановок седиментации (литофаций) на этом же профиле.

Фаунистические сообщества часто оказываются гораздо более чувствительными к небольшим изменениям условий среды обитания, вызванным относительно малоамплитудными и быстрыми изменениями глубины бассейна, нежели литофации и, в этом смысле, экостратиграфическая методика выглядит предпочтительней. Однако фаунистические сообщества связаны с глубиной через такие факторы как консистенция грунта, температура воды в придонном слое, соленость, динамика среды, степень насыщенности вод кислородом и другие. Очень часто эти факторы изменяются вместе с глубиной бассейна, но прямые связи установить трудно и желательно иметь независимый контроль экостратиграфических построений. Кроме того, реконструкции первоначального распределения ископаемых биофаций по глубине, как правило, учитывают характеристики вмещающих осадков и, тем самым, они изначально в значительной мере основываются на интерпретации литофаций. Непосредственный анализ литофаций имеет также свои трудности, связанные, в частности, с тем, что кратковременные и малоамплитудные колебания уровня моря практически не отражаются или слабо отражаются в большинстве наиболее распространенных обстановок седиментации.

Первым этапом литофациального моделирования является детальное изучение выбранного интервала разреза и выделение в нем литофаций. Каждая литофация характеризуется определенным набором типов пород, седиментационных текстур, а также характером стратификации, позволяющими диагностировать их в разрезе. Набор признаков, необходимый для диагностики фаций зависит от обстановки формирования изучаемых отложений. В принципе, литофациальное моделирование может быть проведено на одном разрезе, однако, работа с несколькими разрезами даст возможность просле-

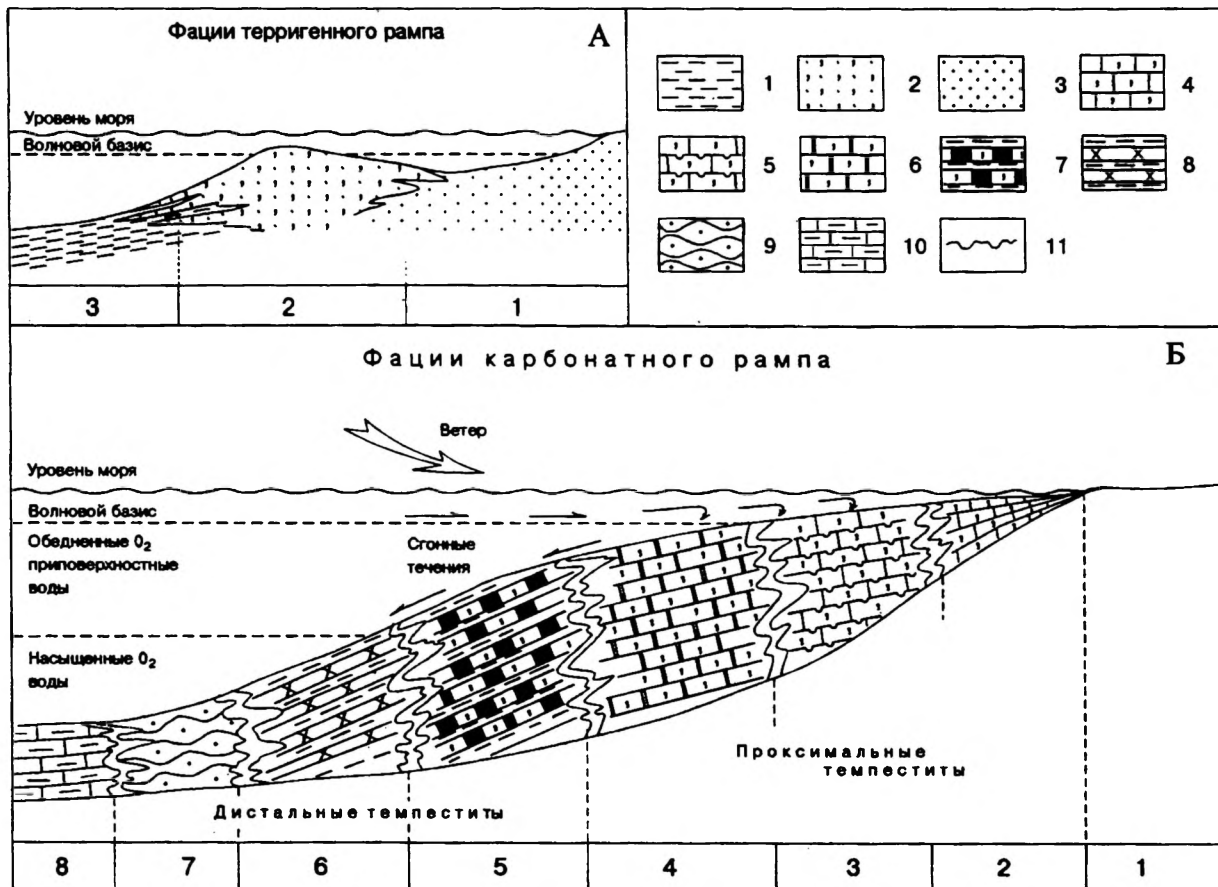


Рис. 3. Распределение фаций на модельном профиле окраины Балтийского палеобассейна в аренигское время:

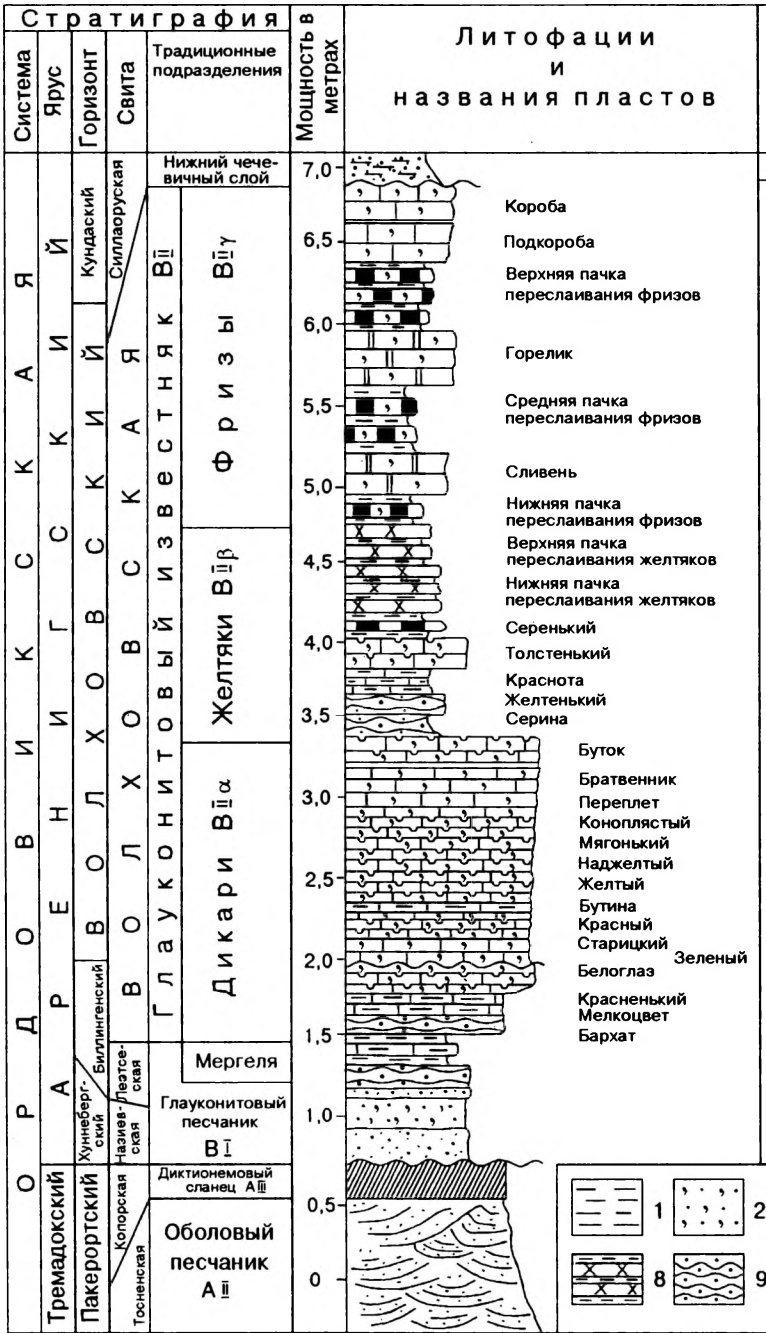
1 - голубовато-серые глины; 2 - кварц-глауконитовые пески; 3 - кварцевые пески; 4 - серые грубозернистые и грубослоистые биокластические известняки с многочисленными зернами глауконита; 5 - грубозернистые биокластические глауконитовые известняки с многочисленными поверхностными твердого дна, окрашенными в желтый цвет в результате железистой импрегнации; 6 - серые биокластические известняки с прослоями голубовато-серых глин; 7 - серые биокластические известняки, чередующиеся с глинами (обе разновидности содержат зерна глауконита); 8 - глинистые биокластические известняки и глины, окрашенные в серые и розовые тона; 9 - пестроокрашенные глины и глинистые биокластические известняки с пористыми твердого дна на отдельных уровнях; 10 - бордово-красные мергели и глины с характерными ходами рытья; 11 - направление течений.

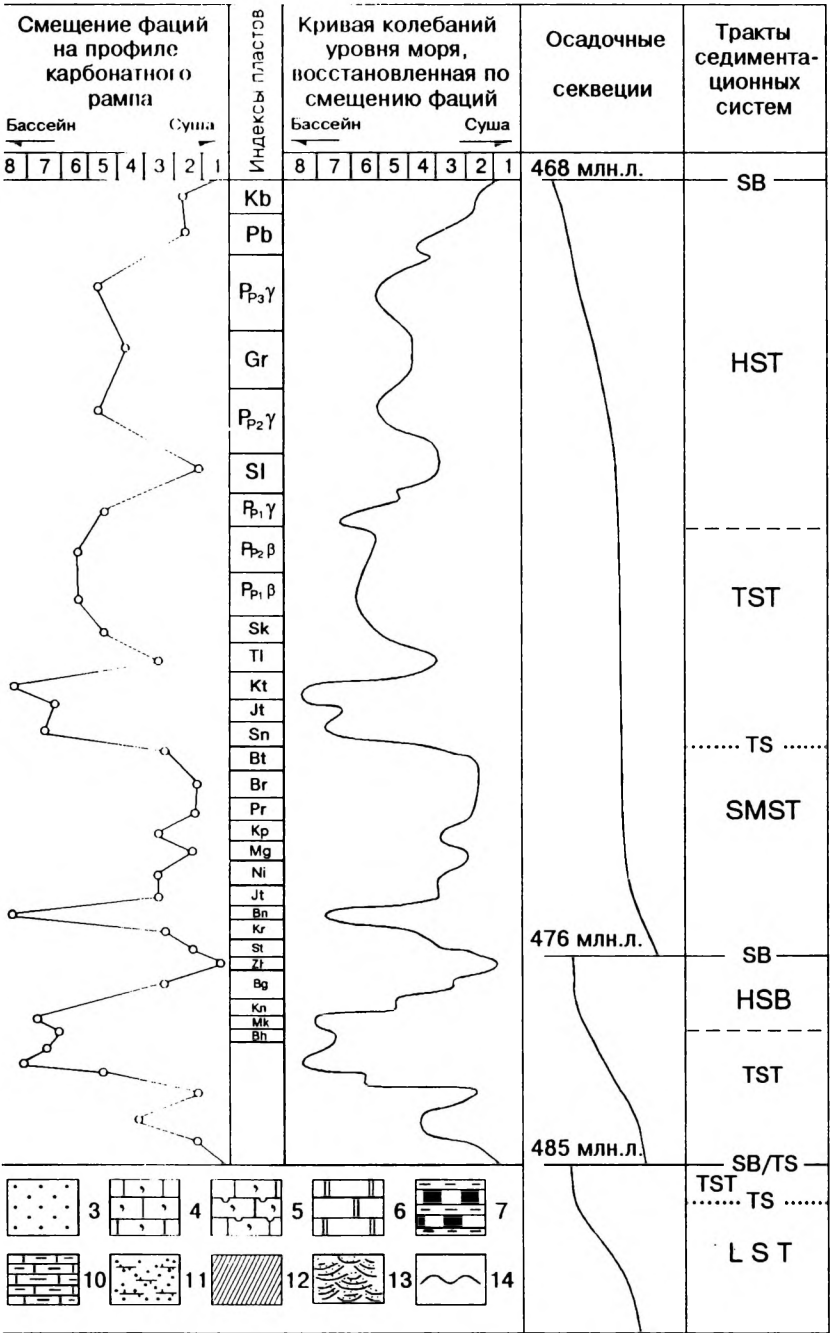
Цифры на профилях терригенного и карбонатного рампов соответствуют номерам фаций, описанных в тексте.

живания выделенных фаций в пространстве. Кроме того, количество литофаций зависит от общего характера изучаемых отложений, которые могут быть фациально пестрыми или монотонными. Если в разрезе выделяется всего одна или две различные фации, то он непригоден для построения кривой колебаний уровня моря. В монофациальных разрезах фации распознаются в основном по экостратиграфическим характеристикам.

На втором этапе характер фациального профиля реконструируется в рамках общей модели осадконакопления в бассейне, которая строится на основе всей совокупности данных о выполняющих его отложениях. Порядок расположения фаций на профиле бывает довольно трудно восстановить из-за недостатка обнаженности. Чаще всего он реконструируется на основе представлений о положении основных фациальных поясов в бассейне седиментации. Учитываются также такие признаки, как выклинивание слоев, изменение зернистости, наличие поверхностей размыва и другие.

Сводный стратиграфический разрез и реконструированный модельный профиль позволяют приступать к построению кривой смещения фаций по профилю в зависимости от относительных колебаний уровня моря. По вертикальной оси изображается сводный разрез соответствующего стратиграфического интервала с достаточно дробной разбивкой на литологически однородные, генетически связанные пласты и пачки, не содержащие стратиграфически значимых перерывов и отличающиеся друг от друга по своему составу и текстурно-структурным характеристикам. Эти пласты и пачки соответствуют элементарным фациям модельного профиля, упорядоченная последовательность которых показывается по горизонтальной оси (рис. 3). Дальнейшее построение кривой осуществляется по точкам: каждой фации в вертикальном разрезе находится аналог





на горизонтальном профиле. Сосдинять точки пересечения можно прямыми линиями и в результате возникает стилизованная кривая смещения фаций (рис. 4, левая колонка). Можно использовать плавные линии, учитывая при этом наличие в разрезе поверхностей затопления, направленность и скорость изменения мощностей слоев в пачках, соотношение карбонатного и терригенного материала, характер зернистости и другие характеристики (см. рис. 4, правая колонка). Получающаяся при этом кривая смещения фаций является функцией изменения глубины бассейна.

Глубина бассейна в свою очередь зависит от колебаний относительного уровня моря, скорости прогибания дна бассейна и скорости привноса и отложения осадков. Так, если скорость прогибания дна бассейна невелика и перекрывается скоростью привноса осадков, регрессия, сопровождающаяся постепенным обмелением и смещением фаций в сторону бассейна, может происходить даже на фоне относительного повышения уровня моря. Если скорость прогибания дна бассейна, обусловленная локальными тектоническими факторами, превышает скорость падения уровня моря, а привнос осадков отсутствует или очень невелик, увеличение глубины бассейна и, соответственно, развитие трансгрессивного ряда фаций могут происходить на фоне относительного падения уровня моря.

В подавляющем большинстве случаев между колебаниями уровня моря и глубиной бассейна наблюдается прямая связь, и поэтому кривую смещения фаций можно, с соответствующими допущениями, рассматривать как приблизительный аналог кривой колебаний уровня моря. В таком случае, чтобы отличить эвстатические колебания уровня моря от обусловленных локальными факторами, необходимо сравнить кривые, построенные для разновозрастных отложений разных палеобассейнов.

Литофациальный анализ имеет и свои ограничения. Он наиболее результативен при изучении осадков стабильных мелководных платформ с чрезвычайно малыми углами наклона морского дна. В этой обстановке даже небольшие по амплитуде и времени колебания уровня моря приводят к затоплению или осушению громадных пространств и к достаточно резкой смене фаций. Мелководные

Рис. 4. Литофации, осадочные секвенции и кривые высокочастотных колебаний уровня моря для восточной части Балтийского палеобассейна в аренигское время:

1 - голубовато-серые глины; 2 - кварц-глауколитовые пески; 3 - кварцевые пески; 4 - серые грубозернистые и грубослоистые биокластические известняки с многочисленными зернами глауконита; 5 - грубозернистые биокластические глауколитовые известняки с многочисленными поверхностями твердого дна, окрашенными в желтый цвет в результате железистой импрегнации; 6 - серые биокластические известняки с прослоями голубовато-серых глин; 7 - серые биокластические известняки, чередующиеся с глинами (обе разновидности содержат зерна глауконита); 8 - глинистые биокластические известняки и глины, окрашенные в серые и розовые тона; 9 - пестроокрашенные глины и глинистые биокластические известняки с поверхностями твердого дна на отдельных уровнях; 10 - бордово-красные мергели и глины с характерными ходами рытья; 11 - известняки с железистыми оолитами; 12 - темно-коричневый битуминозный аргиллит; 13 - кварцевые пески с кривой слоистостью; 14 - несогласия.

бассейны седиментации с менее нологим профилем дна не столь перспективны для литофациального моделирования, поскольку изменение уровня моря не приводит к значительному смещению этих фаций в пространстве. То же можно сказать и о глубоководных осадках, на вещественном составе которых малоамплитудные колебания уровня моря практически не сказываются.

Как это будет показано далее на примере аренигских отложений Северо-Запада России (глава 3), литофациальное моделирование может оказаться наиболее быстрым и эффективным способом получения информации о малоамплитудных колебаниях уровня моря. В то же время, тремадокский интервал разреза, представленный пляжесвыми фациями, не дает возможностей для таких построений.

Литофациальный и секвенс-стратиграфический анализы имеют дело с колебаниями уровня моря, но различаются по методическому подходу. Первый учитывает относительное смещение фаций в зависимости от изменения глубины бассейна. При благоприятных условиях он даст гораздо более детальную кривую, отражающую высокочастотные (200 тыс. лет) и малоамплитудные колебания. Второй имеет дело с крупными, часто эвстатическими колебаниями уровня моря, продолжительностью 1,0—10,0 млн лет [Van Wagoner, 1988]. Анализируются несогласия и другие важнейшие разделяющие поверхности в пределах осадочного чехла, а также внешняя форма и внутреннее строение осадочных тел. Оптимальным является одновременное использование, где это возможно, максимального количества методик, которые могут контролировать и дополнять друг друга.

Глава 2. ЦИКЛИЧНОСТЬ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ФАУНЫ В РАННЕОРДОВИКСКОМ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОМ ПАЛЕОБАССЕЙНЕ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

2.1. Общая характеристика

Результативность изучения глобальной синхронности трансгрессивно-регрессивных циклов на основе интеграции секвентного анализа с детальными биостратиграфическими данными может быть показана на примере среднекембрийских—нижнеордовикских отложений сформировавшихся в эпиконтинентальном Балтийском палеобассейне с хорошо дешифрируемым латеральным рядом фаций.

Разрез мелководношельфовых отложений кембрия—ордовика обнажается на территории России на протяжении примерно 250 км вдоль Балтийско-Ладожского глинта (рис. 5). К настоящему времени разработано детальное литостратиграфическое расчленение этих толщ, сравнимое по дробности подразделений с другими регионами Балтоскандии. Детальные биостратиграфические исследования на территории Ленинградской области имеют длительную историю, но лишь в последние годы выявлена достаточно полная последовательность конодонтовых зон и на нескольких стратиграфических уровнях обнаружены диагностичные граптолитовые комплексы. Параллельно с биостратиграфическими исследованиями в течение последних пяти лет проводились детальные седиментологические наблюдения, в результате которых восстановлены условия образования среднекембрийско-нижнеордовикских отложений региона и намечены осадочные секвенции и слагающие их тракты седиментационных систем. Интеграция данных секвенстратиграфического, биоэпизонального и биофациального расчленения дала возможность определения глобальной синхронности и, следовательно, эвстатической природы некоторых секвенций. Их границы датированы конодонтовыми зональными уровнями, для двух верхних получена также граптолитовая датировка. Биостратиграфические маркеры являются внешним контролем для прослеживания границ секвенций по латерали от мелководношельфовых до склоновых фаций в пределах Балтийского палеобассейна. Ха-

ракти и глубины биотических изменений позволяют также проводить сравнительную оценку значимости несогласий, что, в свою очередь, используется при ранжировании границ секвенций и/или парасеквенций, а также местных литостратиграфических подразделений. Комплексные секвенс-стратиграфические, биостратиграфические, а также лито- и биофациальные исследования позволили выявить глобальные эвстатические и биологические события на границе кембрия и ордовика и провести широкую корреляцию в пределах всего Балтийского палеобассейна, а также с разрезами Северной Америки, Казахстана, Южного Китая и Австралии.

2.2. Региональные и местные стратиграфические подразделения

Принятая авторами монографии местная стратиграфическая схема расчленения пограничных верхнекембрийских и нижнеордовикских отложений (верхняя часть оболовой толщи) для северо-запада европейской части России и Эстонии (рис. 6) идентична предложенной Л. Е. Поповым и др. [1989]. Региональные и местные стратиграфические подразделения для нижнеордовикской части разреза (тремадок – арениг) в основном соответствует решениям Межведомственного стратиграфического совещания по ордовика и силуру Восточно-Европейской платформы [Решения..., 1987]. Изменения касаются только латорпского горизонта, взамен которого предлагается использовать хуннебергский и биллингенский горизонты, что соответствует практике подразделения нижнеордовикских осадочных образований Балтийского палеобассейна в целом. Впервые приводится подробная характеристика лакитской и васьковской пачек.

2.2.1. Региональные стратиграфические подразделения

Региональная стратиграфическая шкала кембрия Русской платформы еще находится в стадии становления, и общепринятые региональные стратиграфические подразделения для среднего и верхнего кембрия отсутствуют. В составе нижнего ордовика выделяются пакерортский, варангуский, хуннебергский, биллингенский, волховский горизонты и нижний подгоризонт кундаского горизонта. Поскольку положение нижней границы ордовикской системы еще окончательно не определено, в России она проводится в соответствии с предварительным решением Рабочей группы по границе кембрия и ордовика при МСК в основании конодонтовой зоны *Cordylodus proavus*. Положение границы между кембрийской и ордовикской системами, принятое в России согласно этой рекомендации, существенно ниже подошвы тремадокского яруса в стратотипической местности в Уэльсе, где она проводится по первому появлению граптолитов рода *Rhabdinopora*, что несколько выше основания конодонтовой зоны *C. lindstromi*, и, возможно,

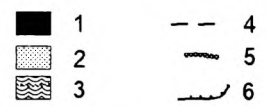
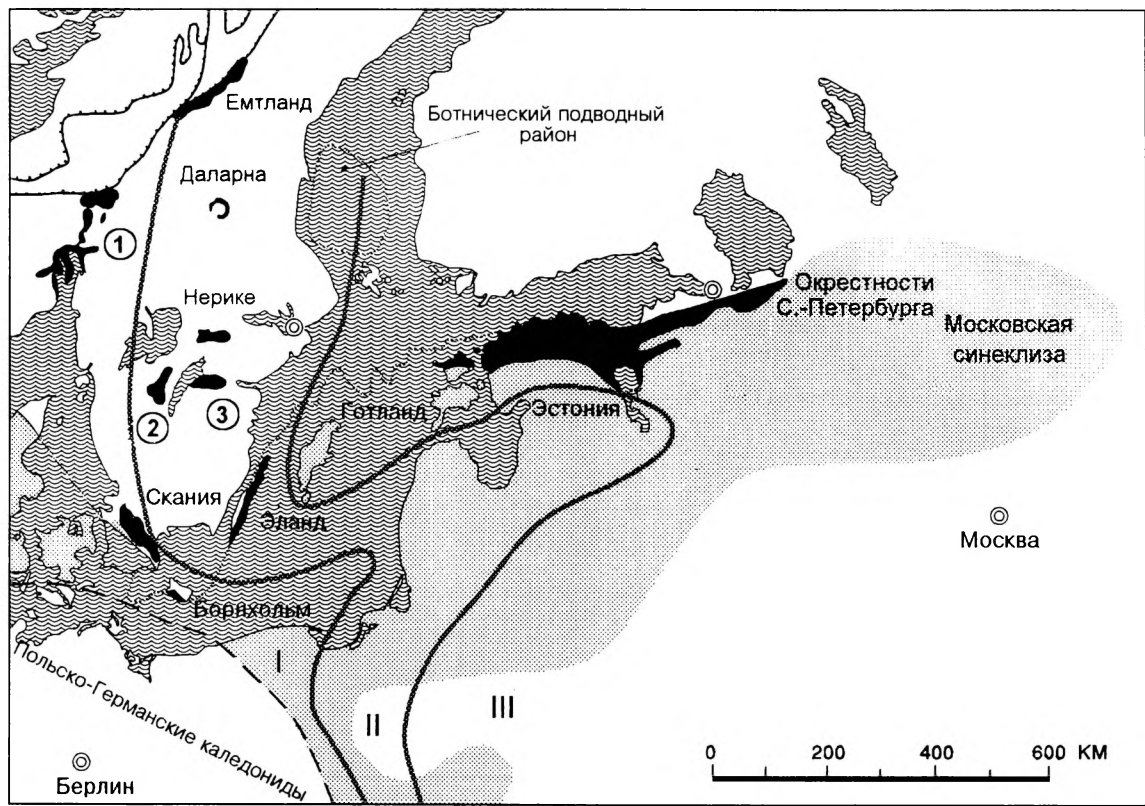


Рис. 5. Распространение ордовикских отложений в Балтоскандии с указанием границ конфациальных поясов:

1 — выходы ордовикских отложений на поверхности; 2 — ордовикские отложения, перекрытые более молодыми; 3 — граница распространения ордовика под акваторией; 4 — граница Русской платформы; 5 — границы конфациальных поясов; 6 — фронтальные надвиги Норвежских каледонид.

Арабскими цифрами в кружках обозначены: 1 — район Осло; 2 — Вестергланд; 3 — Эстергланд; 1—III — конфациальные пояса (Датско-Норвежский; — I. Шведско-Ливонский — II, Северо-Эстонско-Ливонский — III).

совпадает с первым появлением конодонтов рода *Iapetognathus*. Возможность проведения нижней границы ордовика по первому появлению этого рода конодонтов является предметом тщательного изучения в настоящее время, и в случае ее окончательного принятия значительная часть оболочной толщи, включаемая в настоящее время в пакерортский горизонт, отойдет к кембрию. Авторами граница кембрийской и ордовикской систем принимается на уровне подошвы тремадокского яруса вблизи основания зоны *C. lindstroemi* (см. рис. 6).

Пакерортский горизонт. Пакерортский горизонт является базальным подразделением в региональной шкале ордовика Русской платформы. Стратотип горизонта расположен в обрыве глинта на мысе Пакри (северо-запад Эстонии). Со времен П. Раймонда [Raymond, 1916], впервые предложившего географическое название для горизонта АIII (оболочный песчаник) схемы Ф. Б. Шмидта [Schmidt, 1897], он не был доступен для изучения. Однако имеющиеся данные о строении разрезов оболочной толщи западнее г. Таллин позволяют предполагать, что здесь представлена в основном верхняя часть ее разреза в интервале конодонтовых зон *C. lindstromi*—*C. angulatus*/*C. rotundatus*. Она залегает непосредственно на тискресской свите или отделена от нее маломощными прослоями детритового песка с переотложенными раковинами оболитид, характерными для интервала конодонтовых зон *C. andresi*—*C. proavus*. В настоящее время нижняя граница горизонта проводится по основанию зоны *C. proavus* и в его состав включаются стратиграфические эквиваленты верхней части оленовой серии Скандинавии, традиционно рассматриваемые в составе верхнего кембрия [Попов и др., 1989; Martinson, 1974]. На Северо-Западе России и в Эстонии горизонт сложен преимущественно кварцевыми песками с детритом створок фосфатных брахиопод и маломощными прослоями глин и битуминозных аргиллитов. Вверх по раз-

Общие и региональные стратиграфические подразделения			Местные стратиграфические подразделения			Традиционные подразделения и индексы					
Система	Ярус	Горизонт	Конодонтовые зоны Балтоскандии	Россия		Эстония					
				Свита	Подсвита, пачка	Свита, пачка					
Ордовикская	Планвирский	Азерский	<i>P. cf. sulcatus</i>	Дубовицкая	Верхняя	Вяоская Напасская	Эхиносферитовый известняк	CI			
		Кундаский	<i>M. ozarkodella</i>	Обуховская	Верхняя	Лообуская	Ортоцератитовый известняк	VIII			
			<i>E. variabilis</i>		Средняя				Силлаоруская	Нижний чечевичный слой	
	Аренгский	Волховский	<i>M. flabellum parva</i>		Верхняя	Тойпасская	Сакаская Пяйтеская	Глауконитовый известняк			Фризы
			<i>P. originalis</i>	Средняя	Желтяки				BII _β		
			<i>P. triangularis/ P. navis</i>	Нижняя	Дикари				BII _α		
		Билленгенский	<i>O. evae</i>	Лезтеская	Пяйтеская Васильковская				Лезтеская	Глауконитовый песчаник	VI
		Хуннебергский	<i>P. elegans</i>		Мязюльская						
	Кембрийская	Тремადокский	Варангуский	<i>P. deltifer</i>	Назиевская	Варангуская	Тюрисалуская	Диктионемовый сланец	AIII		
				<i>C. angulatus</i>	Копорская	Тосненская		Верхняя	Лакемааская	Оболовый песчаник	AII
			<i>C. lindstroemi</i>	Ломашкинская	Нижняя						
			<i>C. intermedius C. proavus</i>				Маардуская				
<i>C. andresi</i>											
<i>Proconodontus</i>											

Рис. 6. Схема стратиграфического расчленения ниже—среднеордовикских отложений Северо-Запада России и Эстонии [Ламанский, 1905; Попов и др., 1989; Решения..., 1978].

резу породы сменяются битуминозными аргиллитами, известными как «диктионемовые сланцы», общей мощностью до 5 м. На территории, прилегающей к восточной части Балтийско-Ладожского глинта, в состав пакерортского горизонта включаются тосненская и копорская свиты. Из органических остатков для пакерортского горизонта характерны разнообразные виды конодонтов рода *Cordylodus*, а для верхней части граптолиты зон *Rhabdinopora socialis*—*R. anglica*/*R. multitecata*. К нижней части горизонта приурочены многочисленные брахиоподы, среди которых преобладают виды *Obolus apollinis* Eichwald и *Helmersenien ladogensis* (Jегетејew). Границы и объем пакерортского горизонта в Московской синеклизе остаются неопределенными.

Варангуский горизонт. Варангуский горизонт предложен Р. М. Мяннилем [Решения..., 1987] для стратиграфического интервала, соответствующего цератописиевому сланцу и цератописиевому известняку Скандинавии. Нижняя граница горизонта проводится по подошве граптолитовой зоны *Clonograptus sarmentosus*. На Северо-Западе России этот стратиграфический интервал представлен весьма неполно назиевской свитой, сложенной преимущественно глауконитово-кварцевыми песками и глинами, мощность которых не превышает 0,3 м. В Северной Эстонии ее латеральным аналогом являются глауконитовые глины и пески варангуской свиты (мощностью до 10 м), а в Елгавском прогибе — аргиллиты лутриской и кумбриской пачек зебреской свиты (общей мощностью до 10 м). На территории Московской синеклизы к варангускому горизонту с некоторой долей условности может быть отнесена ухринская свита мощностью до 35 м, сложенная темно-серыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Для варангуского горизонта характерны граптолиты родов *Clonograptus*, *Bryograptus* и *Kjaerograptus*, разнообразные конодонты зоны *Paltodus deltifer*, редкие брахиоподы родов *Eosiphonotreta* и *Lingulella*. Находки трилобитов на этом уровне известны только в Елгавском прогибе [Мянний, 1966].

Хуннебергский горизонт. Хуннебергский горизонт был установлен Т. Е. Чернвиком [Tjernvik, 1956] в результате детального биостратиграфического изучения пограничных разрезов тремадока и аренига Швеции. Его нижняя граница проводится по основанию трилобитовой зоны *Megistaspis (Ekeraspis) armata* и конодонтовой зоны *Paroistodus proteus*. Наиболее полные разрезы хуннебергского горизонта известны в Московской синеклизе, где он представлен верхами ухринской свиты, содержащими граптолиты зоны *Areneograptus murae*, и нижней частью семеновской свиты, содержащей граптолиты *Tetragraptus phyllograptoides* Strandmark и *T. approximatus* Nichol森. В Елгавском прогибе к хуннебергскому горизонту относятся красноцветные глины зиринской пачки зебреской свиты мощностью до 15 м с трилобитами зон *Megistaspis (Ekeraspis) armata* и *Megistaspis (M.) planilimbata*, граптолитами зоны *Tetragraptus phyllograptoides* и конодонтами зоны

Paroistodus proteus [Мяньиль, 1966; Решения..., 1987]. В Северной Эстонии хуннебергский горизонт представлен глауконитовыми песками клоагской и йоаской пачек лестсеской свиты с брахиоподами комплекса *Thysanotos siluricus/Leptemblolon lingulaeformis* [Holmer et al., 1996] и конодонтами зон *Paroistodus proteus* и *Prioniodus elegans*. На северо-западе европейской России хуннебергский горизонт представлен неполно глинами и кварцево-глауконитовыми песками лакитской пачки лестсеской свиты, содержащей конодонты зон *P. proteus* и *P. elegans*, а также граптолиты зоны *T. phyllograptoides*. Нижняя граница аренига в разрезах ордовика Северо-Западной Европы традиционно проводилась по подошве хуннебергского горизонта, совпадающей с основанием конодонтовой зоны *P. proteus*. Однако недавно принятая Международной ордовикской подкомиссией нижняя граница аренига в основании граптолитовой зоны *T. approximatus* располагается в разрезах Балтоскандии стратиграфически выше, внутри хуннебергского горизонта.

Биллингенский горизонт. Биллингенский горизонт установлен по материалам изучения разрезов Скандинавии [Tjernvik, 1956]. Его нижняя граница проводится по основанию зоны *Didymograptus balticus* и слоев с *Megistaspis* aff. *estonica*. Нижняя граница конодонтовой зоны *P. elegans* расположена несколько ниже подошвы хуннебергского горизонта, но появление характерного и широко распространенного вида *Oistodus lanceolatus* Pander отмечается в основании биллингенского горизонта. В восточной части Балтийско-Ладожского глинта и в Северной Эстонии к биллингенскому горизонту относятся глауконитовые пески и песчаники, мергели и известняки верхней части лестсеской свиты (мякюлаская, васьковская и пяйтеская пачки) мощностью до 1 м. В Елгавском прогибе стратиграфический интервал, отвечающий биллингенскому горизонту, представлен серыми глинами калвенской пачки и красными карбонатными глинами зантеской пачки общей мощностью до 26,5 м. Они содержат граптолиты *D. balticus* Tullberg и *Phyllograptus densus* (Tjernvik), конодонты *Oepikodus evae* (Lindstrom), трилобиты *M. estonica* (Tjernvik). В Московской синеклизе биллингенский горизонт представлен глинами и мергелями верхней части семенцовской свиты с граптолитовыми комплексами зон от *D. balticus* до *Phyllograptus angustifolius elongatus* [Решения..., 1987].

Волховский горизонт. Волховский горизонт в качестве регионального стратиграфического подразделения используется для обозначения стратиграфического интервала, отвечающего горизонту ВП (глауконитовый известняк) схемы Ф. Б. Шмидта [Schmidt, 1897] (см. рис. 6). Нижняя граница горизонта проводится по подошве трилобитовой зоны *Megistaspis polyphemus* [Nielsen, 1995] стратиграфически несколько выше основания конодонтовой зоны *Baltoniodus navis/B. triangularis*. На Северо-Западе России и в Московской синеклизе этот горизонт представлен волховской свитой глауконитовых известняков и мергелей с прослоями глины мощ-

ностью до 7,2 м в окрестностях Санкт-Петербурга и до 45 м в Московской синеклизе. В Эстонии к волховскому горизонту принадлежат глауконитовые известняки тойлаской свиты, в которую также включается пяйтеская пачка верхов биллингенского горизонта, а в Средней и Южной Прибалтике и Белоруссии — дарсейская и крюкайская свиты. В Елгавском прогибе волховский горизонт представлен красноцветными мергелями и известняками крюкайской свиты мощностью до 32 м. Верхняя граница волховского горизонта проводится по основанию трилобитовой зоны *Asaphus expansus*, совпадающей с основанием конодонтовой зоны *Eoplacognathus variabilis*.

2.2.2. Местные литостратиграфические подразделения

Ломашкинская свита. Установлена Л. Е. Поповым и К. К. Хазановичем [Kaljo et al., 1988]. Сложена косо- и горизонтально-слоистыми, мелкозернистыми кварцевыми песками и алевритами с тонкими, линзовидными прослоями глин и черных битуминозных аргиллитов. Имеется базальный прослой детритового или ракушечного песка, обогащенный створками оболид. Свита мощностью до 2,2 м залегает с размывом на люкатиской и тискреской свитах нижнего кембрия. Стратотип свиты подробно описанный Л. Е. Поповым и другими [1989], находится на правом берегу р. Ломашка ниже по течению дер. Ломаша. Свита выходит на поверхность вдоль Балтийско-Ладожского глинта между долинами рек Копорка и Ломашка, а также вскрыта скважинами восточнее Нарвского водохранилища и на юге Кингисеппской фосфоритоносной площади. Из органических остатков характерны брахиоподы *Ungula ingraca* (Eichwald), *Schmidites celatus* (Volborth), *Rebrovia chernetskae* Popov et Khazanovich и *Keyserlingia buchii* (Verneuil), а также конодонты *Furnishina furnishi* Muller, *Cordylodus andresi* Viira et Sergeeva и другие. Ломашкинская свита является стратиграфическим аналогом нижней части маардуской свиты (пачки) в Северной Эстонии и верхней части зоны *Peltura*—нижней части зоны *Acerocare* разреза оленовой серии Скандинавии.

Тосненская свита. Установлена Л. Б. Рухиным [1939] и сложена преимущественно мелкозернистыми и средне—мелкозернистыми косослоистыми, кварцевыми песками и слабо сцементированными песчаниками. Породы содержат детрит и битую ракушу оболид и редкие тонкие прослои зеленовато-серых глин. В основании свиты — базальный прослой детритового песка, содержащий в большом количестве остатки оболид, переотложенных из более древних, верхнекембрийских отложений. Для низов части свиты в западных разрезах и для всей свиты в восточных разрезах характерно обилие вертикальных норок *Scolithos*. Мощность свиты до 7,5 м.

Тосненская свита со следами перерыва залегает на разновозрастных верхне- и среднекембрийских осадочных образованиях,

а между долинами рек Нарова и Сума — на нижнекембрийской тискреской свите. Возраст нижней границы свиты варьирует в интервале от конодонтовой зоны *C. proavus* до зоны *C. angulatus/C. rotundatus*. Стратитипический разрез тосненской свиты расположен по левому берегу р. Тосна выше устья р. Саблинка [Попов и др., 1989]. Западнее долины р. Назия внутри тосненской свиты прослеживается резко выраженная поверхность перерыва на уровне конодонтовой зоны *C. lindstromi*, по которой свита подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Выше поверхности перерыва преобладают разнозернистые, детритовые и детритистые пески и песчаники с косой слоистостью потокового типа, а автохтонная ракуша исчезает. В ряде разрезов западнее Дудергофских высот и, по-видимому, в разрезах по р. Назия и в Путиловском карьере нижняя подсвита полностью выклинивается. В наиболее полных разрезах восточнее р. Назия поверхность перерыва внутри тосненской свиты не распознается. Из органических остатков для тосненской свиты характерны брахиоподы *Obolus apollinis* Eichwald, *Lingulella antiquissima* (Jеремеjew), *Helmersenia ladogensis* (Jеремеjew), конодонты зон *C. proavus*, *C. intermedius*, *C. lindstromi*, *C. angulatus/C. rotundatus* и граптолиты *Rhabdinipora rossica* (Obut), *R. flabelliformis* (Eichwald), *R. anglica* (Bulman), *R. graptolithina* (Kjerulf) [Попов и др., 1989].

Копорская свита. Название «копорский горизонт» было впервые введено в геологическую практику Е. А. Балашовой и З. Г. Балашовым [1959]. Как свита это стратиграфическое подразделение было детально охарактеризовано Н. Г. Боровко и другими [1985]. Стратотип копорской свиты расположен по правому берегу р. Ломашка ниже по течению дер. Ломаша. Свита сложена однородным пластом черных и темно-серых битуминозных алевролитов и аргиллитов, иногда с базальным прослоем мелкозернистого кварцевого песка или песчаника с сульфидным и железистым цементом. В разрезах между долиной р. Сума и дер. Гостилицы в нижней части свиты имеется пачка ритмично переслаивающихся мелкозернистых кварцевых песков и черных аргиллитов, а в разрезе по р. Сясь — прослой буровато-серой глины, которые также включаются в копорскую свиту. Нижняя граница свиты диахронна. В разрезах по р. Сясь и между р. Сума и дер. Гостилицы она проходит внутри зоны *C. lindstromi*, и пачка переслаивания латерально замещает верхнюю часть тосненской свиты. В разрезах, где копорская свита представлена только однородным пластом битуминозных аргиллитов, базальный слой кварцевого песка как правило содержит конодонты зоны *C. angulatus/C. rotundatus*, и в его основании фиксируются следы перерыва в осадконакоплении. В обнажениях по р. Солка этот базальный слой залегает непосредственно на нижнекембрийской тискреской свите, в то время как в остальных разрезах копорская свита залегает на верхней подсвите тосненской свиты. Для копорской свиты характерны конодонты зон *C. lindstromi* и *C. angulatus/C. rotundatus*, а также

грантолиты рода *Rhabdinopora*, *R. flabelliformis* (Eichwald), *R. anglica* (Bulman) и *R. graptolithina* (Kjergulf) [Попов и др., 1989]. Беззамковые брахиоподы встречаются в прослоях песка и глины в нижней части свиты только в крайних восточных разрезах.

Назиевская свита. Выделена Н. Г. Боровко и др. [1983] для отложений варангуского горизонта, выходящих на поверхность вдоль Балтийско-Ладожского глинта на ограниченном участке между р. Назия и дер. Кипуя. Свита сложена глауконитово-кварцевым песком и зеленой глауконитовой глиной мощностью 0,05—0,30 м. Ее нижняя граница с копорской свитой носит четко выраженный эрозионный характер [Попов и др., 1989]. Стратотип находится по левому берегу р. Назия у развалин дер. Новая. Из органических остатков для свиты характерны разнообразные конодонты зоны *Paltodus deltifer* и редкие брахиоподы *Eosphonotreta* aff. *acrotretomorpha* Gogjansky [Попов и др., 1989].

Лээтсская свита. Предложена А. Рыымусоксом [1956] для обозначения стратиграфического интервала, соответствующего горизонту VI схемы Ф. Б. Шмидта [Schmidt, 1897]. Несмотря на относительно малую мощность, она включает комплекс весьма разнородных осадочных образований, представляющих значительный по длительности интервал времени и разделенных широко развитыми поверхностями перерыва. В стратотипическом разрезе в обрыве глинта у пос. Лээтсе на западе Северной Эстонии в свиту включаются клогская и иоаская пачки общей мощностью до 5 м (глинт у пос. Палдиски), сложенные в основном глауконитовыми песками с маломощными прослоями глины, и мяжюлаская пачка, состоящая из известковых кварцево-глауконитовых песчаников, глин и песчанистых глауконитовых известняков мощностью до 0,4 м. На Северо-Западе России к лээтсской свите относятся глауконитовые пески и глины лакитской пачки, глауконитовые пески и известковые глауконитовые песчаники мяжюлаской пачки, глауконитовые глинистые известняки и мергели васильковской пачки и глауконитовые известняки пяйтеской пачки, которые рассматриваются эстонскими геологами в составе тойлаской свиты [Решения..., 1987].

Лакитская пачка имеет ограниченное распространение в восточной части Балтийско-Ладожского глинта между долиной р. Назия на западе и дер. Кипуя на востоке. Она залегает на назиевской свите и перекрывается мяжюлаской пачкой лээтсской свиты. В стратотипическом разрезе по левому берегу р. Лава ниже дер. Васильково лакитская пачка имеет следующее строение (снизу вверх, м):

1. Песок, кварцево-глауконитовые, мелко—среднезернистые с многочисленными конодонтами зоны *P. proteus* и редкими брахиоподами *Eosiphonotreta* cf. *acrotretomorpha* 0,4;
2. Песок кварцево-глауконитовый, мелкозернистый, алевритистый, с маломощными линзовидными прослоями зеленой глауконитовой глины. Встречаются многочисленные конодонты зоны *P. proteus*, брахиоподы *Ranorthis* sp., *Panderina* sp. и единичные граптолиты *Tetragraptus* sp. 0,16;

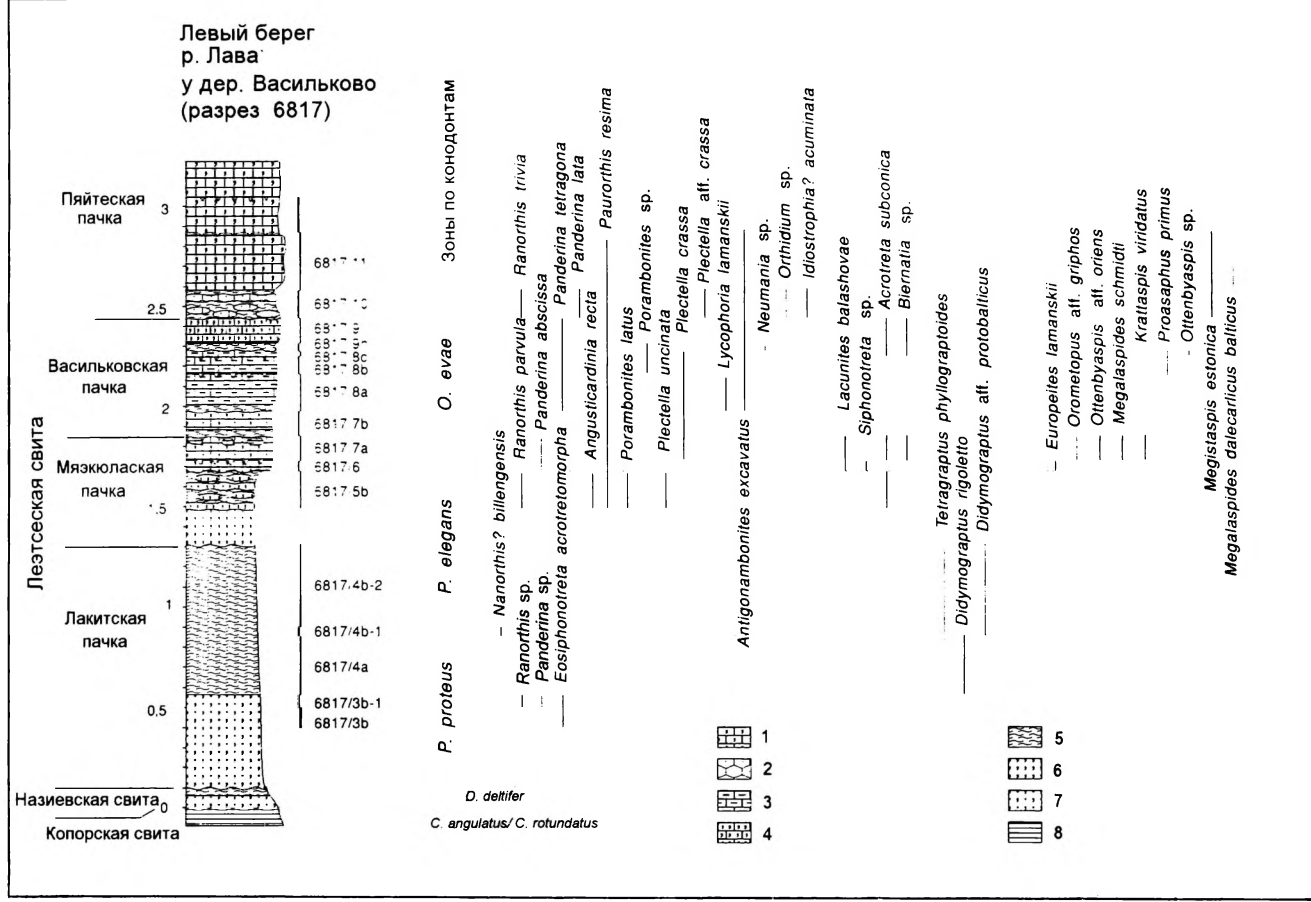


Рис. 7. Стратиграфический разрез и распространение фауны в отложениях варангуского, хуннебергского и биллингенского горизонтов в разрезе по р. Лава у дер. Васильково:

1 — блоклистический известняк с зернами глауконита; 2 — линзующиеся глинистые известняки и мергели; 3 — глинистый известняк; 4 \ominus — кварцевый песчаник с зернами глауконита и карбонатным цементом; 5 — голубовато-серая глина; 6 — глауконито-кварцевый песок; 7 — кварцевый песок; 8 — редкими зернами глауконита; 8' — темно-коричневый битуминозный ариллит.

3. Глина светло-зеленовато-серая с глауконитом, в 0,26—0,28 м выше подошвы — поверхность перерыва с неглубокими вертикальными цилиндрическими норами, заполненными глауконитом. Выше поверхности перерыва — тончайший прослой мелкозернистого глауконитового песка мощностью 2 мм. По всему слою встречаются граптолиты *T. phyllograptoides* Strandmark, ниже поверхности перерыва они ассоциируют с граптолитами *Didymograptus rigoletto* (Maletz, Rushton and Lindholm) и конодонтами, характерными для верхов зоны *P. proteus*. Выше поверхности перерыва в средней части слоя *D. rigoletto* замещается *D. aff. protobalticus* Mønsen, а в составе конодонтового комплекса появляется *P. elegans* Pander. В интервале от 2 до 7 см выше поверхности перерыва имеется две или три поверхности напластования со скоплениями разрозненных створок брахиопод *Nanorthis? billingensis* Tjernvik 0,74.

Мощность лакитской пачки в типовом разрезе достигает 1,3 м (рис. 7). Наличие в составе комплекса конодонт *Oelandodus elongatus* (Lindström) и *Periodon primus* Stouge and Bagnoli свидетельствует о том, что низы лакитской пачки коррелируются с верхней, четвертой, подзоной конодонтовой зоны *Paraistodus proteus*, соответствующей верхней части трилобитовой зоны *Megistaspis planilimbata* в Скандинавии [Lofgren, 1993a]. Присутствие в составе граптолитового комплекса вида *D. rigoletto* позволяет коррелировать низы лакитской пачки с низами граптолитовой зоны *T. approximatus* в скандинавских разрезах. Таким образом, лакитскую пачку и назиевскую свиту разделяет продолжительный перерыв, отвечающий доаренигской части хуннебергского горизонта в объеме трилобитовой зоны *M. (E.) armata* и нижней части зоны *M. planilimbata*.

Мяэюлаская пачка мощностью до 0,9 м с резким трансгрессивным контактом залегает на лакитской и иоаской пачках лээтсеской свиты, а в областях их полного выклинивания — на копорской и тюрисалуской свитах. Между долинами рек Нарова и Луга она залегает на оболовых песках тосенской свиты. Нижняя часть пачки сложена мелко- и среднезернистыми кварцево-глауконитовыми песками, часто с линзовидными прослоями глины в верхней части. Вверх по разрезу они сменяются желваковыми глауконитовыми песчаниками и песчанистыми известняками.

Характерны конодонты зоны *Prioniodus elegans*, которые в самых ее верхах сменяются комплексом зоны *Oepikodus evae*. Встречаются также многочисленные брахиоподы, трилобиты, остракоды, мшанки и иглокожие. Мяэюлаская пачка коррелируется с трилобитовой зоной *Megistaspis* aff. *estonica* и граптолитовой зоной *Didymograptus balticus* Скандинавии.

Васильковская пачка сложена глауконитовыми глинистыми известняками с прослоями мергелей и глин мощностью до 0,5 м в восточной части Балтийско-Ладожского глинта. В западной части Балтийско-Ладожского глинта ее мощность значительно сокращается и к западу от г. Таллин не превышает 0,1 м. В стратотипическом разрезе по левому берегу р. Лава ниже дер. Васильково мощность пачки достигает 0,5 м. Характерны разнообразные трилобиты и брахиоподы (см. рис. 7), а также остракоды, мшанки, иглокожие и редкие конулярии. Васильковская пачка содержит конодонты зоны *Oepikodus evae* и коррелируется с трилобитовой зоной *Megistaspides dalicarliscus* Скандинавии.

Пяйтеская пачка включает нижнюю часть пластов плотных слоистых глауконитовых известняков с многочисленными поверхностями перерыва, известных под названием «дикари». Восточнее долины р. Тосна к пятейской пачке отнесен слой глины и мегеля, обогащенный ракушей брахиопод *Ranorthis trivialis* (R u b e l). К этому слою приурочено первое появление вида *Megistaspis estonica* (T j e r n v i k), наиболее характерного для этой пачки. Встречающиеся в пачке трилобиты, брахиоподы, мшанки и остракоды исчезают в вышележащих пластах «дикарей». Пяйтеская пачка отвечает трилобитовой зоне *M. estonica*, а также верхней части конодонтовой зоны *O. evae* и нижней части зоны *B. navis/B. triangularis*.

Волховская свита. Установлена П. Раймондом [Raymond, 1916] для стратиграфического интервала, отвечающего горизонту VII «глауконитовый известняк» схемы Ф. Б. Шмидта [Schmidt, 1897]. Стратотипической местностью для волховской свиты является долина р. Волхов между дер. Симонково и пос. Старая Ладога, однако стратотипический разрез свиты формально не описан. В настоящее время нижняя граница волховской свиты проводится по поверхности перерыва («стекло»), разделяющей пяйтескую и сакскую пачки и прослеживаемой по всей территории, прилегающей к Балтийско-Ладожскому глинту, а также в Швеции [Мянниль, 1966; Решения..., 1987].

Волховская свита расчленяется на три подсвиты, которые различаются по окраске, характеру переслаивания и зернистости пород (рис. 6, 8) [Дронов и др., 1993; Дронов и Федоров, 1995].

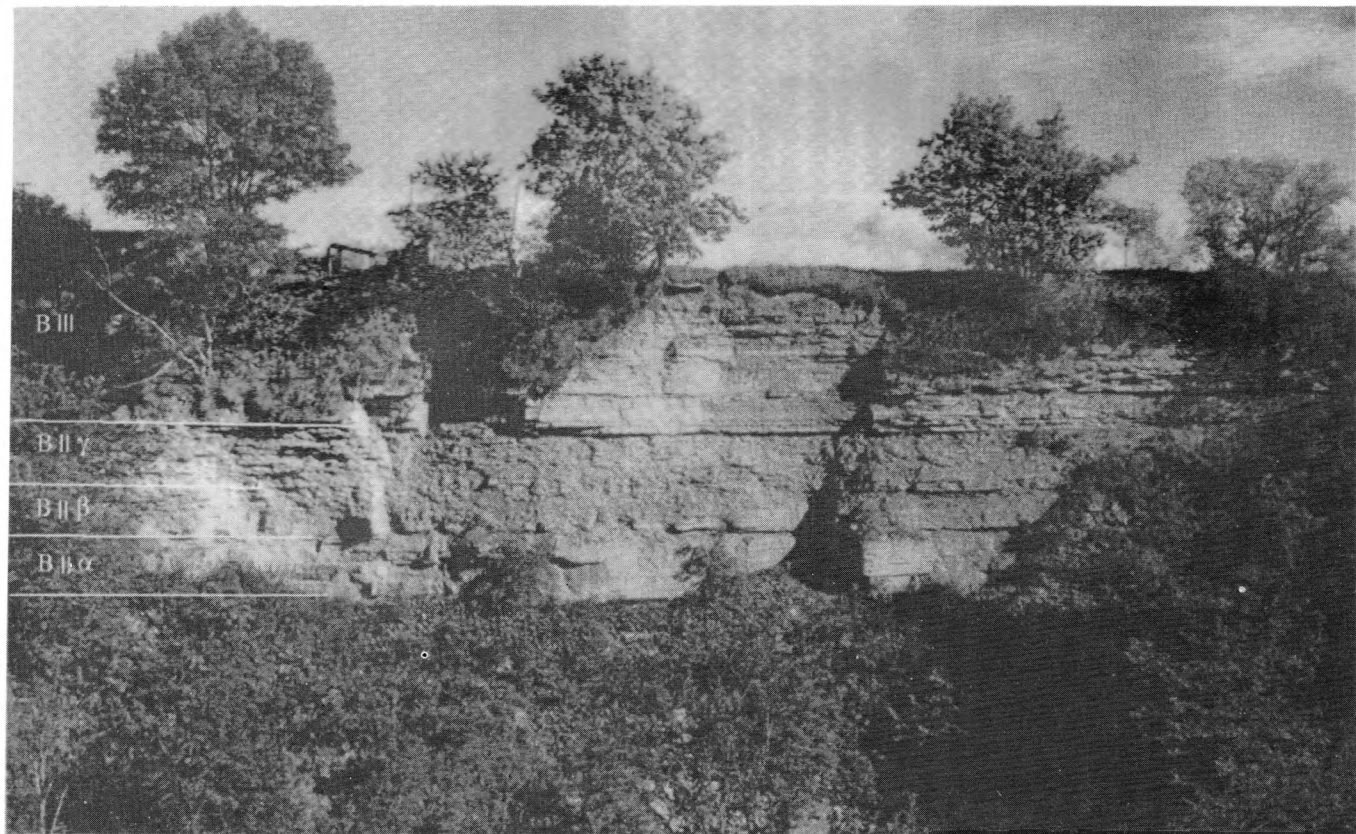
Нижняя подсвита включает одиннадцать верхних пластов плотного известняка с собственными названиями [Дронов et al., 1996], известных по местной неформальной терминологии как «дикари». Она представлена плотными толстослоистыми биокластическими известняками со структурой пакстоуна—грейнстоуна с многочис-

ленными рассеянными в породе зернами глауконита. Среди биокластов преобладают обломки створок брахиопод и скелетов иглокожих. Нижняя граница подсвиты совпадает с характерной по верхностью перерыва с амфорообразными сверлениями, известный со времен В. В. Ламанского [1905] под названием «стекло».

Средняя подсвита волховской свиты, или «желтяки», представлена пестроокрашенными, преимущественно в желтые и красные тона, известняками и глинами. Известняки более глинистые по сравнению с нижней подсвитой и менее грубозернистые. Преобладают структуры мадстоуна и биокластического вакстоуна. В отличие от нижней и верхней подсвит глауконит редок или вовсе отсутствует. Внутри подсвиты выделяется до семи пластов и пачек, уверенно прослеживаемых вдоль Балтийско-Ладожского глинта от р. Сясь на востоке до р. Луга на западе. Далее на запад мощность подсвиты быстро сокращается и отдельные пласты уже не идентифицируются. Верхняя подсвита волховской свиты, или фризмы, представлена чередованием зеленовато-серых биокластических известняков и голубовато-серых глин. Как в известняках, так и в глинах в большом количестве встречаются зерна глауконита. Известняки биокластические, грубозернистые с преобладанием структур насыщенного биокластического вакстоуна и пакстоуна. Среди биокластов преобладают обломки раковин брахиопод и скелетов иглокожих. Внутри подсвиты выделяются семь пластов и пачек, которые могут быть прослежены в восточной части приглинтовой полосы от р. Сясь до р. Тосна [Дронов, Федоров, 1995]. Верхние два пласта «фризов» напоминают по своим литологическим характеристикам пласты толщи дикарей. Кровля подсвиты в центральной и западной частях приглинтовой полосы отмечена несогласием, а на востоке представлена согласной поверхностью.

В целом литология волховской свиты чрезвычайно выдержана в изученных разрезах. Резкие фациальные изменения фиксируются лишь на ограниченных участках в области развития небольших построек типа иловых холмов [Дронов, Иванцов, 1993; Дронов, Федоров, 1995].

Фаунистическая характеристика волховской свиты отличается исключительным разнообразием [Ламанский, 1905; Мянниль, 1966; Решения..., 1987]. Однако многие наиболее широко распространенные группы, такие как трилобиты, брахиоподы и иглокожие, не были предметом таксономической ревизии с начала века. Точный стратиграфический интервал распространения многих наиболее характерных видов, в том числе используемых в качестве зональных (таких, например, как *Asaphus broeggeri* Schmidt и *A. lepidurus* Nieszkowski), остается неопределенным. Для волховской свиты характерны конодонты зон *B. navis*/*B. triangularis* (нижняя подсвита), *Paroistodus originalis* (верхняя подсвита) и *Microzarkodina flabellum parva* (верхняя подсвита), а также граптолиты зоны *Didimograptus hirundo*. Нижняя подсвита содержит трилобиты зоны *Megistaspis poliphemus*, а средняя и верхняя подсвиты отвечают



трилобитовым зонам *Megistaspis simon* и *Megistaspis limbata*. Граница между двумя верхними зонами проходит внутри средней подсвиты, но ее точное положение в разрезах восточной части Балтийско-Ладожского глинта остается неопределенным.

2.3. Осадочные секвенции

В нижнеордовикских отложениях Балтийско-Ладожского глинта выделяются три осадочные секвенции (см. рис. 4), описание которых приводится далее в стратиграфической последовательности.

Секвенция 1. Залегает в основании ордовикского разреза Прибалтики и охватывает интервал разреза между крупными региональными несогласиями в основании «оболового песчаника» и в кровле «диктионемовых сланцев». На территории России она представлена ломашкинской, тосненской и копорской свитами, в Эстонии — это маардуская, лахемааская (калавереская) и тюрисалуская свиты [Попов и др., 1989; Kaljo, Nestor, 1990].

Подшоша секвенции (SB) отвечает ярко выраженной поверхности несогласия с эрозионным рельефом и крупной хорошо окатанной галькой ожелезненных кварцевых песчаников, образующей местами базальный конгломерат. Несогласие подчеркивается срезанием подстилающих литостратиграфических тел, наличием железистых стяжений и корок на этой поверхности и хорошо заметными в обнажениях трещинами, проникающими на расстояние до 0,5—0,7 м в подстилающие отложения [Рухин, 1939; Мюрисепп, 1958]. Глубокая эрозия и несомненные признаки субаеральной экспозиции позволяют рассматривать данную поверхность в качестве границы осадочных секвенций. Секвенция включает два ТСС: низкого стояния и трансгрессивный.

Тракт низкого стояния (LST) представлен отложениями, заключенными между несогласием в подошве секвенции и подошвой «диктионемовых сланцев». В пределах тракта дифференцируются отложения склонового конуса выноса и клин низкого стояния. На территории Северо-Запада России сохранились лишь отложения клина низкого стояния, выделенные в ломашкинскую и тосненскую свиты. Они залегают непосредственно на границе секвенции, формируя местами линзы заполнения русел и крупных эрозионных ложбин. При этом возраст базальных слоев секвенции (ломашкинская и тосненская свиты) оказывается различным по площади [Попов и др., 1989]. Внутри

клина низкого стояния выделяются седиментационные циклиты проградационного характера, соответствующие парасеквенциям. Как правило, они начинаются со слоя гравелита или ракушняка и заканчиваются тонкозернистыми кварцевыми косослоистыми песками. Такими парасеквенциями являются ломашкинская свита, нижняя и верхняя подсвита тосненской свиты. По своим литологическим характеристикам все три парасеквенции практически идентичны и представляют собой мелководные пляжевые осадки и ассоциирующие с ними отложения баров, приливно-отливных каналов и дельт. Резкой смены фаций на границах парасеквенций не отмечается.

Трансгрессивный тракт (TST) представлен в рассматриваемой секвенции битуминозными сланцами копорской свиты (рис. 9). Они представляют собой однородную тонкослоистую алевропелитовую породу темного, коричневатого-серого цвета с содержанием органического вещества 8—12 % [Жмур, 1988]. Присутствуют многочисленные граптолиты рода *Rhabdenopora* и редкие конодонты, остатки бентосных организмов чрезвычайно редки.

По вещественному составу «диктионемовые сланцы» близки так называемым «квасцовым сланцам» верхнего кембрия—нижнего ордовика Скандинавии [Thorslund and Jaanusson, 1960], с которыми они составляют единый разрез в осевых частях Балтийского палеобассейна. Однако в «диктионемовых» сланцах значительна доля алевритовой фракции, имеются тонкие прослои мелкозернистого песка, в которых отмечается пологая «косая слоистость и знаки мелкой ряби, что не характерно для большей части квасцовых сланцев». Кроме того, в последних обычна бентосная фауна, тогда как в копорской имеются только спиккулы губок. Судя по обилию органического вещества, эти породы формировались в застойных водах относительно глубоководного бассейна. Расширение площади распространения такого рода фаций и налегание их на явно мелководные косослоистые кварцевые пески свидетельствуют о значительной трансгрессии.

Кровля толщи оболочного песчаника, являющаяся одновременно подошвой «диктионемовых сланцев», представляет собой, таким образом, ярко выраженную трансгрессивную поверхность, при пересечении которой наблюдаются признаки резкого увеличения глубины бассейна (см. рис. 9). Быстрое затопление значительных площадей прибрежной песчаной равнины привело к захоронению сложившихся форм рельефа в виде песчаных валов, русел и каналов врезания. Это обусловило значительные вариации мощностей копорской свиты (от 0 до 4 м).

Линзы «диктионемовых сланцев», присутствующие местами в верхах оболочной толщи [Рухин, 1939; Попов и др., 1989], сформировались, вероятно, при затоплении отдельных врезанных русел, которые были затем зысыпаны песком. Эти линзы маркируют начало основной фазы трансгрессии, хотя сами они относятся к

отложениям клина никого стояния и располагаются под трансгрессивной поверхностью.

Разрез данной секвенции не является полным в приглинтовой полосе Северо-Западной России. Как было отмечено ранее, отложения тракта высокого стояния здесь отсутствуют и «диктионемовые сланцы» трансгрессивного тракта срезаются несогласием в подошве следующей секвенции.

Секвенция 2. Охватывает интервал разреза от несогласия в кровле «диктионемовых сланцев» до ярко выраженной поверхности ненакопления в толще «дикарей», к которой приурочена граница биллингенского и волховского горизонтов. Из литостратиграфических подразделений к ней относятся назиевская и лэтсеская свиты, а также нижняя, пяйтеская пачка тойлаской свиты [Попов и др., 1989]. Первые два из этих подразделений традиционно относятся к «глауконитовому песчанику», а последнее входит в состав «глауконитового известняка» (см. рис. 6).

Подошва секвенции (SB) фиксируется как биостратиграфическими маркерами, так и эрозионным срезанием подстилающих отложений, сопровождавшимся резким смещением фаций. В центральной части и на востоке российской части глинта (Путиловский карьер) отмечены следы субкавальной эрозии, приведшей к формированию карманов врезания в «диктионемовых сланцах», заполненных кварцевым и/или глауконитовым песком. На западе, в районе городов Кингисепп и Ивангород, «диктионемовые сланцы» местами отсутствуют, и глауконитовые пески лэтсеской свиты ложатся непосредственно на отложения тосненской свиты. В Кингисеппском карьере на этом уровне отмечены характерные для мелководья знаки ряби, а также окатанная и иссверленная с обих сторон галька «диктионемовых сланцев» в подошве лэтсеской свиты. Приведенные данные позволяют рассмотреть указанную поверхность в качестве границы секвенции **первого типа**.

В отличие от подстилающей секвенции, большая часть которой сложена отложениями тракта низкого стояния, здесь непосредственно на несогласие в подошве ложится трансгрессивный тракт, а отложений тракта низкого стояния в приглинтовой полосе России на этом уровне не зафиксировано. Подошва секвенции при этом оказывается совпадающей с трансгрессивной поверхностью (TS).

Трансгрессивный тракт (TST) представлен назиевской и лэтсеской свитами [Попов и др., 1989; Мянниль и Рьымусокс, 1984], традиционно рассматривавшимися в составе «глауконитового песчаника» [Schmidt, 1897]. Однако типичными глауконитовыми песчаниками этот стратиграфический интервал сложен только на северо-западе Эстонии. В России он представлен чередованием кварцевых и глауконитовых песков с голубовато-серыми алевро-глинистыми отложениями и прослоями пестроокрашенных мергелей и известняков.

Почти повсеместно на российской территории в основании толщи «глауконитового песчаника» выделяется пласт преимущественно



Рис. 9. Левый борт долины р. Тосна ниже водопада. Фото А. В. Дронова.

SB — граница секвенций; TST — трансгрессивный тракт; HST — тракт высокого стояния; LST — тракт низкого стояния; SMST — окраинно-шельфовый тракт седиментационных систем. Цифры на рисунке — номера секвенций.

кварцевого песка мощностью 0,05—0,3 м, залгающий непосредственно на эрозионной поверхности «диктиономовых сланцев». На основании находок в этом пласте конодонтов варангуского горизонта на участке глинта между р. Назия и дер. Кипуя эти отложения были выделены в качестве самостоятельной назиевской свиты [Боровко и др., 1993].

Граница назиевской и леэтсеской свит, а также границы пачек внутри леэтсеской свиты часто отмечены поверхностями локальной субаквальной эрозии и не-накопления, с которыми связаны небольшие перерывы, зафиксированные в конодонтовой последовательности [Попов и др., 1989]. Упомянутые границы могут рассматриваться, таким образом, как поверхности морского затопления, а сами пачки — как отдельные парасеквенции. Наблюдая последовательность этих парасеквенций снизу вверх, можно отметить ее ярко выраженный ретроградационный характер. Максимуму трансгрессии соответствует преимущественно глинистая васильковская пачка. При этом поверхность максимального затопления скорее всего совпадает с мощным глинистым прослоем в ее кровле. «Глауконитовый песчаник» в целом может рассматриваться в качестве так называемого «конденсированного разреза», выделяющегося в ряде секвенций как самостоятельная единица на уровне трансгрессивного тракта седиментационных систем [Loutit et al., 1988].

Тракт высокого стояния (HST) данной осадочной секвенции представлен известняками пяйтеской пачки тойлаской свиты (в эстонской стратиграфической терминологии). В России они традиционно относились к нижней части толщи «дикарей» (ВIIа) [Ламанский, 1905] от их подошвы до поверхности «стекла». Это подразделение складывается из четырех пластов биокластических известняков, каждый из которых состоит из элементарных слоев и обладает вполне определенными индивидуальными признаками, что позволяет проследить их на расстояние до 250 км от р. Сяся на востоке до р. Нарва на западе [Дронов и др., 1993]. Упомянутые пласты, по-видимому, могут рассматриваться в качестве самостоятельных парасеквенций, отвечающих высокочастотным колебаниям уровня моря. Чередование этих парасеквенций имеет в целом проградационный характер, формируя обмеляющуюся вверх последовательность. Верхней границей тракта служит эрозионная поверхность, рассматриваемая как граница секвенций (подробнее охарактеризована далее).

Секвенция 3. Охватывает интервал разреза от подошвы волховского горизонта до поверхности твердого дна в подошве «нижнего чечевичного слоя». Последний уровень коррелируется с согласной поверхностью в подошве подгоризонта VIIIa на самом востоке региона. Секвенция соответствует по объему волховскому горизонту (см. рис. 6).

Подошва секвенции совпадает с поверхностью твердого дна внутри слоя «зеленый» [Дронов и др., 1993], импрегнированной глауконитом. В центральной части и на востоке рассматриваемого региона она часто бывает представлена плоской эрозионной поверхностью «стекла» [Ламанский, 1905]. К этой поверхности местами приурочены крупные (3—5 см в диаметре), хорошо окатанные гальки известняков, также часто покрытые глауконитовой «рубашкой» [Вишняков и Геккер, 1937]. В разрезах по рекам Ижора и Назия на уровне «стекла» отмечается слой кварцево-глауконитового песка мощностью до 7 см. На западе России и в Эстонии «стекло» известно также как «поверхность с амфорообразными норками» [Орвику, 1960] из-за наличия на этом уровне очень характерных норк сверлящих организмов, заполненных материалом, обогащенным глауконитовыми зернами. Поверхность «стекла» может быть прослежена на расстояние более 700 км вдоль Балтийско-Ладожского глинта от р. Сясь на востоке до мыса Паксерт на западе. Характерная поверхность перерыва отмечается на этом уровне также и в шведских разрезах (о. Эланд).

Обогащение глауконитом рассматриваемого уровня свидетельствует о достаточно длительном периоде ненакопления осадка. Минимальная продолжительность такого рода перерывов оценивается в 100—200 тыс. лет [Odin and Matter, 1981]. Для развития же глауконитовых пленок на поверхности твердого дна и обогащения осадка высокозрелыми зернами необходим перерыв в 1,5—2 млн лет [Odin and Fullager, 1988].

Наличие существенного перерыва, следы субаквальной эрозии и отсутствие следов субаэральной экспозиции и смещения фаций на этом уровне позволяют рассматривать «стекло» в качестве границы секвенций второго типа. Данная секвенция также является секвенцией второго типа, и ее нижнее подразделение именуется не трактом низкого стояния, а окраинно-шельфовым трактом.

Окраинно-шельфовый тракт (SMST) представлен сакаской пачкой тойласской свиты (в эстонской терминологии) [Мянниль, Рыбусокс, 1984] и верхними одиннадцатью пластами толщи «дикарей», включая пласт «зеленый» (в российской терминологии) [Дронов и др., 1993]. Указанные пласты могут рассматриваться как отдельные парасеквенции, часть из которых слагает пакеты парасеквенций с агградационным или проградационным характером напластования. Все пласты толщи «дикарей» представлены сильно биотурбированными биокластическими известняками, варьирующими по структуре от вакстоуна до пакстоуна и грейнстоуна. Среди

биокластов преобладают фрагменты скелетов иглокожих и мшанок, обломки панцирей трилобитов и раковины брахиопод и остракод [Дронов и др., 1993].

Трансгрессивный тракт (TST) на востоке области представлен толщей «желтяков» (ВII β), внутри которой, так же как и внутри «дикарей», могут быть прослежены традиционно выделяемые плитоломами Путиловского карьера пласты и пачки [Дронов и Федоров, 1995]. Эти пласты и пачки с собственными названиями (см. рис. 4) также могут рассматриваться в качестве отдельных парасеквенций.

Подошва тракта совпадает с поверхностью твердого дна в кровле «бутка». Помимо развитой в восточных районах железистой импрегнации, эта поверхность характеризуется обилием сверлений типа *Trypanites* и является одной из наиболее легко диагностируемых внутри волховской секвенции. Трансгрессивная поверхность фиксирует резкое увеличение глубины бассейна, о чем свидетельствуют уменьшение зернистости и увеличение глинистости отложений. Это подтверждается скоплением остатков граптолитов в глинах, непосредственно перекрывающих трансгрессивную поверхность, и резкой сменой доминирующего типа окраски при переходе от серых «дикарей» к пестроокрашенным, преимущественно красноцветным, «желтякам».

Тракт высокого стояния (HST) представлен толщей «фризов» (ВI μ). На основе смены вверх по разрезу красноцветных «желтяков» сероцветными «фризами» можно сделать вывод о постепенном уменьшении глубины бассейна после первоначального резкого углубления. Такое обмеление скорее всего происходит на фоне продолжающегося постепенного эвстатического подъема так, что поверхность максимального затопления оказывается совпадающей с подошвой тракта высокого стояния.

Толща «фризов» сложена чередованием пластов серых известняков и голубовато-серых алеврито-глинистых отложений. Карбонатные пласты представлены биокластическими известняками со структурой вакстоуна/пакстоуна и многочисленными рассеянными в породе зернами глауконита. Последние отмечаются также и в глинистых пластах. Внутри «фризов» традиционно выделяются пласты и пачки с собственными названиями, которые могут быть прослежены на значительные расстояния [Дронов и Федоров, 1995]. Часть из этих подразделений, так называемые пачки переслаивания, характеризуется чередованием биокластических известняков и глин, напоминающим флиш. Более массивные пласты в верхней части разреза сходны с пластами толщи «дикарей».

Следует отметить, что приведенная характеристика относится в основном к разрезам восточной и центральной частей региона. На крайнем западе, в районе Ивангорода, мощности «желтяков» и «фризов» значительно сокращаются, а в Эстонии разрез становится полностью сероцветным. Общая закономерность распределения фаций в ордовике Балтоскандии заключается в том, что красноцветные

и преимущественно глинистые фации располагаются по оси бассейна и соответствуют более глубоким его частям, в то время как серцветные, преимущественно карбонатные, располагаются по краям, на мелководье [Мянниль, 1966].

Подошва перекрывающей ссквенции (SB) в кровле «фризов» лучше всего выражена в разрезах района р. Нарва, где она представляет собой четко выраженную поверхность твердого дна с железистой импрегнацией, на которую ложится известняк с железистыми оолитами и следами эрозии в виде крупных (до 3—5 см в диаметре) галек подстилающих карбонатных пород. Гальки также преимущественно ожелезнены и местами иссверлены со всех сторон, что указывает на активную гидродинамику среды. К югу от Санкт-Петербурга этот контакт и гальки можно наблюдать в разрезе антиклинали на р. Поповка в окрестностях г. Павловск. На востоке области, в районе рек Лынна и Волхов, отмеченное несогласие коррелируется с согласной поверхностью в подошве подгоризонта ВIII α , не содержащего там железистых оолитов. Перекрывающие отложения от эрозионной поверхности до кровли нижнего чечевичного слоя относятся к тракту низкого стояния вышележащей осадочной ссквенции.

Выделенные осадочные ссквенции отличаются друг от друга как по мощностям и набору фаций, так и по строснию и степени выраженности границ. Их внутреннее строение и фациальная природа могут существенно меняться по латерали. Границы ссквенций, совпадающие с поверхностями несогласий, проявлены достаточно ярко. Поверхность подошвенного прилегания определяется на основании пространственных соотношений пластов в подстилающих и перекрывающих ее отложениях. При исследовании в обнажениях прилегание концов проградирующих клиноформ тракта высокого стояния практически невозможно наблюдать и диагностика этой поверхности в значительной мере интерпретационна.

В качестве фундаментальных циклов, отвечающих отдельным осадочным ссквенциям, авторами рассматриваются циклы третьего порядка. Средняя продолжительность последних оценивалась первоначально в 1—10 млн лет [Vail et al., 1977]. В дальнейшем были выделены циклы более высоких порядков — до пятого включительно [Mitchum et al., 1991] — продолжительностью от 200 млн лет (первый порядок) до 1—2 млн лет (третий порядок) и до 0,01—0,02 млн лет (пятый порядок).

Выделенные в ордовике Северо-Запада России осадочные ссквенции отвечают циклам третьего порядка в первоначальном смысле [Vail et al., 1977] и оказываются ближе к циклам второго порядка, имеющим продолжительность от 10 до 30 млн лет согласно более поздней классификации [Mitchum and Van Wagoner, 1991]. Нижняя ссквенция, соответствующая верхнему кембрию от зоны *Peltura* и большей части тремадокского яруса, имеет продолжительность более 10 млн лет, а варангуско-биллингенская и волховская, со-

ответствующие верхам тремадокского и арсенигскому ярусу, — 15 млн лет. Средняя продолжительность формирования последних двух из них оказывается около 7,5 млн лет.

2.4. Биозоны

Трилобиты. Первая зональная схема расчленения нижнего ордовика Балтийско-Ладожского глинта была создана В. В. Ламанским [1905], предложившим подразделить глауконитовый известняк (ВІ) на следующие «горизонты» (снизу вверх):

- с *Megalaspis planilimbata*, *Megalaspis limbata* и *Asaphus priscus*;
- с *Asaphus broeggeri* и *Onchometopus volborthi*;
- с *Asaphus lepidurus*.

Эта схема в настоящее время представляет скорее исторический интерес, поскольку концепция зональных видов и их стратиграфические диапазоны были впоследствии существенно пересмотрены.

Современная биозональная схема нижнего ордовика по трилобитам разработана на основании изучения стратиграфического распространения трилобитов рода *Megistaspis* в разрезах Скандинавии [Tjernvik, 1956, 1960; Jaanusson, 1957; Nielsen, 1995]. По Т. Черникову, в хуннебергском, биллингенском и волховском горизонтах могут быть выделены восемь трилобитовых зон (снизу вверх):

Megistaspis (Ekeraspis) armata и *M. planilimbata*, отвечающие хуннебергскому горизонту;

M. aff. estonica, *Megalaspides dalekarlicus* и *M. estonica* в составе биллингенского горизонта;

Megistaspis lata, *M. simon* и *M. limbata* в интервале волховского горизонта.

А. Нильсен [Nielsen, 1995] показал, что *M. lata* (Торнквист) является младшим объективным синонимом *Megistaspis polyphemus* (Броггер), и дал новое название соответствующей зоне. Прослеживание большинства указанных трилобитовых зон, начиная с зоны *M. aff. estonica*, на территории Балтийско-Ладожского глинта не представляет больших затруднений даже при отсутствии некоторых видов-индексов. Однако данные о стратиграфическом распространении большинства видов трилобитов на Северо-Западе России и в Эстонии нуждаются в существенной ревизии.

Брахиоподы. Оболиды, кроме конодонтов, представляются единственной группой, которая может быть использована для биостратиграфического расчленения пограничных отложений кембрия—ордовика в районе Балтийско-Ладожского глинта. По данным Л. Е. Попова и К. К. Хазановича [Попов и др., 1989], в верхней части оболовой толщи выделены следующие местные зоны (снизу вверх):

Ungula ingrlica, коррелируемая с верхней частью местной конодонтовой зоны *Westergaardodina* и зоной *Cordylodus andresi*;

Obolus apollinis/H. ladogensis, соответствующая конодонтовым зонам *C. proavus*, *C. intermedius*, *C. lindstromi* и назам зоны *C. angulatus/C. rotundatus*.

Для части разреза, отвечающей хуннбергскому горизонту, выделяются слои с *Thysanotos siluricus*, отделенные от зоны *Obolus apollinis/Helmersenia ladogensis* интерзоной, в которой находки брахиопод редки и стратиграфически мало значимы.

Нижние границы биостратиграфических подразделений оболочевой толщи по брахиоподам в рассматриваемом стратиграфическом интервале как правило совпадают с широко развитыми поверхностями перерыва, отвечающими эвстатическим событиям, и связаны с событиями иммиграции новой фауны. В то же время границы большинства предшествующих зон, выделяемых для верхнего кембрия на основе последовательно сменяющих друг друга видов рода *Ungula*, скорее всего отражают эволюционные события.

Конодонты. Конодонтовые зоны верхнего кембрия впервые установлены на территории Балтийско-Ладожского глинта [Kaljo et al., 1988]. Первое зональное расчленение ордовика Балтоскандии по конодонтам было создано в результате изучения разрезов в Швеции [Lindstrom, 1955; 1957; 1960]. Для ордовикских отложений окрестностей Санкт-Петербурга конодонтовая зональность была разработана С. П. Сергеевой [1962; 1963], для Эстонской части Балтийского палеобассейна В. Вийрой [1974], затем уточнена последующими исследованиями, и, поскольку уровень изученности конодонтов в целом для Балтоскандии относительно высок, зональное расчленение этого региона по конодонтам было принято как эталон для Северо-Атлантической фаунистической провинции [Van Wamel, 1974; Lofgren, 1978]. Практически все зоны этой шкалы прослежены в разрезах нижнего ордовика российской части Балтийско-Ладожского глинта (см. рис. 6). Однако большинство подразделений в изученных разрезах представлено неполными объемами в связи с большим количеством стратиграфических перерывов.

Принятая нами зональная схема верхнекембрийских и нижнеордовикских отложений Балтийско-Ладожского глинта создавалась в результате систематического изучения конодонтов различными авторами. Для верхнего кембрия и тремадокского яруса нижнего ордовика принята местная зональная схема по конодонтам, разработанная С. П. Сергеевой и Н. Г. Боровко [Попов и др., 1989]. Биостратиграфическое расчленение отложений леэссеской и волховской свиты нижнего ордовика было проведено в последнее время на основании детального изучения конодонтов из карбонатной части разрез приглинтовой полосы.

Далее в стратиграфической последовательности приводится краткое описание подразделений по конодонтам.

Зона *Westergaardodina* (ладожская и нижняя часть ломашкинской свиты). Эта зона является наиболее нижним подразделением в рассматриваемой последовательности, а

се подошва определяется по первому появлению конодонтов в верхнекембрийских отложениях. В состав комплекса входят многочисленные прото- и параконодонты: *Hertzina americana* Müller, *Problematoconites perforatus* Müller, *Prooneotodus gallatini* Müller, *Furnishina furnishi* Müller, *F. alata* Szaniawski, *Phakelodus tenuis* Müller, *Westergaardodina bicuspidata* Müller и *W. moesbergensis* Müller.

Зона *Cordylodus andresi* (верхняя часть ломашкинской свиты). Нижняя граница зоны определяется появлением вида-индекса, который ассоциирует с транзитными видами протоконодонтов и параконодонтов: *Prooneotodus gallatini*, *Phakelodus tenuis*, *W.* и *W. fossa* Müller.

Зона *Cordylodus proavus* (нижняя подсвита тосненской свиты). Выделяется по первому появлению зонального вида *C. proavus* Müller. Сопутствующий комплекс включает *C. andresi* Viiru et Sergeeva, *P. tenuis* и *Eoconodontus notchpeakensis* Müller, переходящий из более древних отложений. Для верхней части зоны *C. proavus* характерно появление *C. intermedius* Furish.

Зона *Cordylodus lindstroemi* (верхи нижней и большая часть верхней подсвиты тосненской свиты). Залегает в основании ордовика и выделяется по первому появлению вида-индекса, вместе с которым встречаются транзитные виды из нижележащих отложений.

Зона *Cordylodus angulatus* (верхи тосненской свиты и копорская свита). Нижняя граница зоны определяется по первому появлению вида-индекса, а характерный комплекс конодонтов включает *Oneotodus altus* и *Yapetognatus* sp.

Зона *Paltodus deltifer* (назиевская свита). Отвечает всему варангускому горизонту и характеризуется комплексом конодонтов, включающим виды *Drepanodus arcuatus* Pander, *Paltodus subaequalis* Pander, *Paltodus deltifer* (Lindström) и *Oneotodus variabilis* (Lindström), одновременно появляющиеся в изученных разрезах. Кроме них в комплекс входят проходящие виды из нижележащих отложений.

Зона *Paroistodus proteus* (нижняя часть латитской пачки леэтсеской свиты). Устанавливается по первому появлению зонального вида, одновременно с которым распространены конодонты *Paroistodus numarcuatus* (Lindström), *Scandodus furnishi* Lindström, *Paracordylodus gracilis* Lindström и *Drepanoistodus forceps* (Lindström). Кроме них в комплекс входят *Paltodus subaequalis*, *Scolopodus peselephantis* Lindström, *Scolopodus rex* Lindström, *Drepanodus arcuatus*, *Diaphorodus* sp. и *Oelandodus elongatus* (Lindström). По составу комплекса конодонтов можно предположить, что в изученных разрезах региона присутствует только верхняя часть этой зоны

[Lofgren, 1993], тогда как нижней части соответствует перерыв в основании леэтсеской свиты. Зона *P. proteus* известна только в разрезах по р. Лава и в карьере Путилово в восточной части Балтийско-Ладожского глинта.

Зона *Prioniodus elegans* (верхи лакитской пачки леэтсеской свиты и мяэкюльская свита). Устанавливается по первому появлению вида-индекса и подразделяется на две подзоны. В нижней части зоны в сопутствующий комплекс входят транзитные виды, переходящие из нижележащих отложений. Среди них *Scandodus furnishi*, *Paracordylodus gracilis*, *Drepanoistodus forceps*, *Paltodus subaequalis*, *Scolopodus peselephantis*, *Drepanodus arcuatus*, *Diaphorodus* sp. и *Oelandodus elongatus*. Верхняя подзона устанавливается по первому появлению *Protopanderodus rectus* (Lindström), *Scolopodus rex* (Lindström), *Oistodus lanceolatus* Pander и *Periodon flabellum* (Lindström). Нижняя подзона распознается только в разрезах карьера Путилово в верхах лакитской пачки леэтсеской свиты, тогда как верхняя выделяется практически во всех разрезах Балтийско-Ладожского глинта в объеме мяэкюльской пачки.

Зона *Oepikodus evae* (васильковская и пяйтеская пачки леэтсеской свиты). Устанавливается по первому появлению вида-индекса, который является пандемичным и позволяет проводить широкую межрегиональную корреляцию. Зона разделяется на две подзоны. В комплекс конодонтов нижней подзоны, помимо зонального вида, входят многие виды из нижележащих отложений: *Scolopodus peselephantis*, *Drepanodus arcuatus*, *Prioniodus elegans* Pander, *Protopanderodus rectus*, *Oistodus lanceolatus* и *Periodon flabellum*. Верхняя подзона характеризуется отсутствием зонального вида. В самых верхах подзоны появляются *Paroistodus originalis* (Sergeeva) и *Drepanoistodus basiovalis* (Sergeeva).

Зона *Baltoniodus triangularis*/*B. navis* (нижняя пачка волховской свиты). Нижняя граница устанавливается по появлению вида-индекса *B. triangularis* и соответствует поверхности «стекла». В западных разрезах (р. Нарва, карьер вблизи г. Кингисепи) отмечается одновременное появление *B. triangularis* и *B. navis*, тогда как в восточных разрезах (р. Лава, карьер Путилово) последний вид появляется незначительно позднее. В сопутствующий комплекс входят виды *P. flabellum*, *Trigonodus brevbasis* (Sergeeva), *P. originalis*, *Scolopodus rex* Lindström, *Oistodus lanceolatus*, *Drepanodus arcuatus*, *Microozarkodina flabellum* (Lindström) и *Trapezagnathus quadrangulum* Lindström.

Зона *Paroistodus originalis* (средняя пачка волховской свиты). Является акме-зоной зонального вида. Сопутствующий комплекс охватывает транзитные виды из нижележащих отложений *B. navis*, *P. flabellum*, *T. brevbasis*, *P. originalis*, *S. latus* (Lindström), *S. rex*, *Drepanodus arcuatus*, *Protopanderodus rectus* и *Drepanoistodus basiovalis*.

Зона *Microozarkodina flabellum parva* (верхняя пачка волховской свиты). Название подразделения традиционно сохраняется, хотя вид-индекс известен и из нижележащих отложений. Нижняя граница зоны определяется первым появлением *Baltoniodus norrlandicus* L ö f g r e n и *Semiacontiodus cornuformis* (Sergeeva), которые ассоциируют с комплексом конодонтов *B. navis*, *P. flabellum*, *P. originalis*, *S. latus*, *S. gracilis* (Sergeeva), *D. arcuatus*, *P. rectus* и *D. basiovalis*.

Зона *Eoplacognatus variabilis* (нижняя и средняя пачки обуховской свиты). Нижняя граница устанавливается по появлению платформенных конодонтов *Eoplacognatus variabilis*, совпадающему в центральной и западной частях глинта с нижней границей «нижнего чечевичного слоя». В восточных разрезах вид *E. variabilis* появляется выше подошвы обуховской свиты среднего ордовика.

Конодонтовые зоны Балтоскандии по сравнению с зональными подразделениями по грантолитам и трилобитам являются наиболее дробными. Как было показано ранее, границы конодонтовых зон совпадают с границами местных и региональных стратиграфических подразделений (нижняя граница зон *P. proteus* и *B. navis*), либо с границами парасеквенций (нижняя граница зон *P. originalis* и *O. evae*). Наблюдается региональное прилегание биозон к границам крупных секвенций, например, по конодонтам установлено омолаживание с востока на запад нижней границы леетсеской свиты (секвенция второго типа).

В последнее время как в скандинавских странах, так и в России активно ведутся исследования, направленные на детализацию зонального расчленения верхнего кембрия и ордовика по конодонтам [Stouge and Bagnoli, 1988; Попов и др., 1989; Bagnoli et al., 1989; Lofgren, 1993a; 1993b; Stouge et al., 1995]. Однако подзоны, выделенные внутри каждой конодонтовой зоны, как правило, прослеживаются только в пределах одной фации [Lofgren, 1993a]. Фациальная зависимость комплексов, характеризующих подзоны, наряду с неоднородным распределением конодонтов по разрезам подтверждает предположения о биофациальном характере ряда дробных подразделений, выделяемых по этой группе [Lofgren, 1995].

Анализ таксономического состава конодонтовых комплексов на всем протяжении Балтийско-Ладожского глинта показал, что они характеризуют одну или две биофации. Поэтому роль фациального фактора в распределении и таксономическом составе конодонтовых комплексов по разрезу незначительна. Однако детальному биоzoneальному расчленению препятствует воздействие тафономических факторов, связанных с характером седиментации в этой части Балтийского палеобассейна. В связи с темпеститовой природой большинства известняков конодонты часто являются переотложенными. Примером служит тот факт, что кембрийские паракондонты

и обломки конодонтов рода *Cordylodus* встречаются вплоть до середины волховской свиты. Кроме переотложения фауны, в темпеститах часто наблюдается гидродинамическая сортировка конодонтов и смешение конодонтовых сообществ из различных биофаций, что повышает точность корреляции детальных биозональных построений. Для повышения достоверности детальных биозональных построений предпочтительно использование конодонтов из фоновых терригенных прослов. Для некоторых интервалов разреза (например, пачка «дикари»), которые сложены исключительно известняковыми темпеститами, интерпретационность биостратиграфических построений весьма значительна.

Существование длительных периодов ненакопления осадка привело к высокому уровню биотурбированности отложений, при котором шло занесение конодонтов из вышележащих слоев в нижележащие. Например, на границе зон *P. proteus*—*P. elegans* (карьер Путилово) таксономический состав конодонтового комплекса, выделенного из ходов илоедов, в нижнем слое повторяет состав комплексов в слое, находящемся выше. Глубина биотурбированности при этом составляет более 20 см. Сходная ситуация наблюдается и на границе биллингенского и волховского горизонтов. В последнем случае «заражение» конодонтами вышележащей зоны шло по следам свертления на твердой поверхности «стекла».

Граптолиты. В мелководных шельфовых толщах нижнего ордовика российской части Балтийско-Ладожского глинта граптолиты встречаются на отдельных стратиграфических уровнях, разобщенных интервалами разреза, неблагоприятными для захоронения их остатков. Таким образом, пределы стратиграфического распространения таксонов ограничены фациальными границами и представляют собой локальные диапазоны. Цикличность седиментогенеза и быстрая смена литофаций не дают возможности определения полных стратиграфических диапазонов видов и смыкаемости их биозон. Тем не менее, в изученных разрезах имеется ряд важных уровней с граптолитами, которые совместно с конодонтами дают возможность широких корреляций, в том числе распознавания и датировки глобальных событийных уровней крупных эвстатических и биотических изменений в тремадокских и аренигских отложениях. Далее в стратиграфической последовательности приводится их краткая характеристика.

В битуминозных аргиллитах копорской свиты (паксрортский горизонт, верхний тремадок) в разрезе по р. Назия в 0,1—0,2 м выше поверхности несогласия (трансгрессивный тракт секвенции первого типа) обнаружены *Rhabdinopora* aff. *bryograptoides*, *R. graptolithina* и *R. rossica* [Попов и др., 1989; Kaljo et al., 1988].

Аренигские граптолиты в мелкодношельфовых отложениях восточной части глинта известны на нескольких разобщенных уровнях в пределах хуннебергского и волховского горизонтов.

Хуннебергский горизонт. Первый стратиграфический интервал с граптолитами установлен в верхней части лакитской

пачки в карьере Путилово и в обнажениях по р. Лава. Здесь их многочисленные остатки обнаружены на двух уровнях в отложениях, мощностью 0,7—0,8 м, разделенных поверхностью несогласия. Первый уровень, соответствующий слоям мощностью 0,3 м, характеризуется находками многочисленных экземпляров *Didymograptus rigoletto* Maletz, Rushton and Lindholm, иногда полностью покрывающих плоскости напластования глин. Второй уровень отвечает слоям мощностью 0,3 м и содержит *D. aff. rigoletto* и *D. aff. protobalticus*. Оба уровня содержат также *Tetragraptus phyllograptoides* Strandmark и соответствуют одноименной местной биозоне.

На основании совместных находок *D. rigoletto* и *T. phyllograptoides* нижняя часть лакитской пачки коррелируется с тойенской пачкой, содержащей *T. approximatus* Nicholson и *T. phyllograptoides* в Норвегии, с группой Скиддав Озерного района Англии и с верхнехуннебергскими разрезами Южной Швеции и Анти-Атласа [Tiervnik, 1956; Lindholm, 1991; Destombe et al., 1985]. Эти слои приблизительно эквивалентны биозоне *T. approximatus* Тихоокеанской области [Cooper and Lindholm, 1990]. По конодонтам верхней части зоны *proteus* Южной Швеции [Lofgren, 1993b] и зоны *adami* Ньюфаундленда [Stouge and Bagnoli, 1988], обнаруженным в низах лакитской пачки, может быть сделана более уверенная корреляция. Согласно этим данным местная биозона *T. phyllograptoides* отвечает верхней части диапазона этого вида в разрезах Южной Швеции. Поскольку первое появление видов *T. approximatus* и *T. phyllograptoides* приблизительно совпадает, основание аренига в изученных разрезах находится на уровне перерыва между назисвской свитой и лакитской пачкой.

Верхняя часть лакитской пачки соответствует низам конодонтовой зоны *P. elegans* и верхней части диапазона распространения *T. phyllograptoides*. Одновозрастные слои, содержащие граптолиты и конодонты, известны только в Центральной и Южной Швеции [Lofgren, 1993a, b]. На остальной территории Скандинавии они не сохранились в результате последующего биллингенского эвстатического события.

Волховский горизонт. Первые таксономически однообразные, но количественно многочисленные граптолиты появляются в 0,3 м выше основания горизонта и содержат *Tetragraptus amii* Lapworth, *T. quadribrachiatus* (J. Hall), *Tamnograptus* sp. и *Azygograptus* sp. В маломощных прослоях или на отдельных поверхностях напластования светлоокрашенных мергелей, вблизи границы пачек «дикари» и «желтяки», они обнаружены в окрестностях Ивангорода, Кингисеппа и в карьере Бабино. Комплекс граптолитов низов средней подсвиты волхова (конодонтовая зона *B. triangularis/B. navis*) включает многочисленные дидимограпты *Xiphograptus svalbardensis* (Archer and Fortey), *Didymograptus goldschmidti* (Monsen) и *D. (E.) cf. hirundo* Salter. Реже встречаются тетраграпты *T. amii* и *T. quadribrachiatus* (G. Hall) в

ассоциации с единичными *Azygograptus* sp. и *Thamnograptus* sp. Вид *X. svalbardensis* доминирует в сообществе и найден во всех упомянутых местонахождениях. В отличие от биогеографически дифференцированных аренигских граптолоидей этот таксон принадлежит к пандемикам, поэтому имеет большое корреляционное значение. Он известен в интервале от кастельмена до нижнего дарривилла в Австралии, в одновозрастных отложениях Южной Америки, Гренландии, Шпицбергена, Норвегии, Казахстана и Монголии. В Северной Америке, в разрезах на территории штата Юта, начало его стратиграфического диапазона совпадает с появлением двурядных граптолоидей в основании зоны *Undulograptus austrodentatus* [Forley, 1996]. Этот уровень и на американском кратоне и в приглинтовой части Северо-Западной России соответствует поверхности затопления непосредственно выше перерыва или границе сквенции в основании вайтрока. Многочисленные фрагменты ветвей крупных экспансограптит скорее всего принадлежат *D. (E.) hirundo*, хотя важные для определения этого вида проксимальные части рибдосом найдены только в карьере Бабино. Ассоциирующие с ними *T. amii* известны из сланцев Скиддав Озерного района Англии (зоны *J. gibberulus* и *D. (E.) hirundo*), из зон *T. fruticosus* и *T. protobifidus* Северной Америки, а также из бендигона и кастельмена Австралии. Вид *T. quadribrachiatus*, встреченный вблизи Кингисеппа и в Путиловском карьере, недавно описан из зон *T. akzharensis* и *T. fruticosus* свиты Кау Хед Ньюфаундленда [Williams and Stevens, 1988]. Тамнограптиты известны в отложениях верхнего лланвирна—лландейло, однако они также были описаны из сланцев Бого верхнего аренига Норвегии [Schmidt, 1994].

Анализ граптолитовых комплексов средней и верхней частей волховского горизонта позволяет коррелировать вмещающие отложения с зоной *D. (E.) hirundo* Швеции и интервалом зон *J. gibberulus* и *D. (E.) hirundo* Озерного района Англии. Их ассоциация с конодонтами зоны *P. originalis* позволяет осуществлять более точную корреляцию с нижней частью зоны *D. (E.) hirundo* Швеции и с зоной *J. gibberulus* Англии.

2.5. Биофации

В позднем кембрии—раннем ордовике Восточно-Европейская платформа представляла собой отдельный палеоконтинент, располагавшийся в южных умеренных широтах, между 40° и 60° [Torsvik et al., 1992; Nielsen, 1995]. Согласно Дж. Шергольду [Shergold, 1988] однообразная трилобитовая фауна Балтийского палеобассейна принадлежала обширной холодноводной Балтийской трилобитовой провинции. Этой провинции также соответствуют трилобитовые фауны Уэлса, восточного побережья Канады, Мексики и Южной Америки, бывших в то время частями Гондваны. В течение позднего

тремадока—аренига эндемизм бентосных фаун Балтийского палеобассейна значительно возрастает. Они рассматриваются в составе особой Балтийской провинции [Williams, 1973], ограниченной в основном территорией Северо-Западной Европы.

Биофациальная зональность бентосных сообществ, описанная для силурийских и девонских отложений [Boucot, 1975], в раннем ордовике еще полностью не сформировалась. Кроме того, она разработана главным образом на основе биофациального анализа морских бассейнов континентальных окраин, для которых характерен контрастный рельеф морского дна. В эпиконтинентальных бассейнах, подобных Палеобалтийскому, отчетливая поясная зональность скорее всего отсутствовала (глава 1), а наиболее важными абиотическими факторами, контролировавшими распределение сообществ, были особенности субстрата и гидродинамики.

В позднем кембрии—тремадоке в составе бентосных сообществ, населявших восточную часть Балтийского палеобассейна, доминировали немногие виды брахиопод класса *Lingulata*, главным образом лингулид. Однообразие бентосных сообществ этого времени вероятно объясняется широким распространением условий незакрепленных песчаных грунтов, крайне неблагоприятных для большинства групп раннепалеозойской бентосной фауны [Попов и др., 1989]. Лингулиды были в числе немногих групп, приспособившихся к этим условиям обитания.

В распределении лингулат в Балтийском палеобассейне с начала среднего кембрия отчетливо прослеживается биофациальная зональность. Участки мелководий были населены сообществами, в которых доминировали виды родов *Obolus* и *Ungula*. Несколько более глубоководные участки, отвечавшие областям накопления мелкозернистых и алевролитистых песков, заселялись оболитами рода *Oepikites*, которые в конце позднего кембрия были замещены родом *Schmidtites*, а начиная с зоны *C. proavus* — сифонотретидами рода *Helmersenina*. Области накопления тонкозернистых песков, алевролитов и глин, характеризовавшиеся ослабленным воздействием ветровых волн на осадок, заселялись более разнообразными сообществами, в состав которых входили лингулиды *Oepikites*, *Rebrovia* и акротретиды. Кроме брахиопод, для последнего сообщества были также характерны трубчатые проблематичные организмы рода *Torelrella*. Начиная с конодонтовой зоны *C. andresi*, биофациальная зональность упрощается и сохраняются в основном лишь относительно мелководные сообщества с *Ungula ingraca* (Eichwald) и с *Schmidtites celatus* (Volborth), в то время как обширные участки дна в открытом море остаются незаселенными. Это упрощение биофациальной зональности отчетливо коррелируется с появлением пряслов черных сланцев, свидетельствующих о значительном увеличении первичной биологической продуктивности в бассейне и периодической его эвтрофикации. Возможно, что *Ungula* и *Schmidtites* были приспособлены к условиям, характеризовавшимся значительными суточными колебаниями содержания кислорода в

воде. С восстановлением нормальной аэрации бассейна в течение времени *C. proavus* эти сообщества замещаются сообществами с *Obolus apollinis* Eichwald и *Helmerseniania ladogensis* (Jeremejev), тесно связанными с биофацией *Scolithos*. Новый максимум черносланцевой седиментации в начале времени *C. angulatus/C. rotundatus* приводит к полному вымиранию этой фауны. Бентосная фауна варангуского и хуннебергского горизонтов однообразна и представлена главным образом брахиоподами. Для хуннебергского времени прослеживается отчетливая географическая дифференциация брахиоподовых сообществ. На Севере Эстонии в это время широкое распространение получило сообщество *Thysanotus siluricus* (Eichwald)/*Leptembolon lingulaeformis* (Mickwitz), в составе которого представлены как эпибентосные (*Thysanotos*, *Paldiskia*, *Faveola*), так и зарывающиеся формы (*Lingulella*, *Leptembolon*) лингулид, а также сифонотретиды (*Eosiphonotreta*, *Schizambon*) и редкие акротретиды (*Acrotreta*, *Semitreta*). Это сообщество населяло незакрепленное песчаное дно на мелководьях и, вероятно, обитало в условиях, отвечавших второй зоне бентосных комплексов. Подробная характеристика этого сообщества приведена в публикациях Л. Е. Попова и Л. Холмера [Popov and Holmer, 1994; Holmer et al., 1995].

Латеральным аналогом этого сообщества в восточной части приглинтовой полосы является комплекс замковых брахтопод с *Ranorthis* sp. и *Panderina* sp., встреченный в базальном песчано-алевритовом слое лакитской пачки. Наличие многочисленных следов биотурбации в этом слое позволяет предполагать, что эти брахиоподы селились на мягком грунте с частичной биогенной фиксацией. Для глин, преобладающих в составе лакитской пачки, характерно наличие одной, реже нескольких поверхностей напластования с многочисленными створками *Nanorthis?* cf. *billingsensis* Tjernvik. Эти брахиоподы образовывали, по-видимому, особое сообщество, наиболее глубоководное в описываемом латеральном ряду. В Елгавском прогибе в составе бентосной фауны этого времени доминировали трилобиты [Мянниль, 1966].

Биофациальная зональность бентосных сообществ биллингенского и волховского времени остается крайне слабо изученной. А. Нильсен [Nielsen, 1995] на основании изучения распространения трилобитовых сообществ в Скандинавии установил, что они могут быть отнесены к одной из четырех трилобитовых биофаций, названных им биофациями *Nileus*, *Geragnostus*, *Symphisurus* и *Megistaspis*. Из них биофация с *Nileus* наиболее мелководная, а биофация с *Megistaspis* наиболее глубоководная. Он также проанализировал особенности палеоэкологии некоторых широко распространенных родов трилобитов, таких как *Asaphus*, *Cyrtometopus*, *Megistaspis*, *Iliaenus* и других. Широкое распространение рода *Asaphus* и в отложениях волховского горизонта в приглинтовой полосе он рассматривает как признак мелководности вмещающих осадочных образований. Однако виды родов *Nileus*, *Geragnostus* и

Symphisurus редки в восточной части Балтийского палеобассейна, в то время как род *Megistaspis* довольно обычен и представлен многочисленными видами, начиная с биллингенского горизонта. Схема биофациального районирования, разработанная для западной части Балтийского палеобассейна, вряд ли может быть использована для его восточной части, и закономерности распределения трилобитовых биофаций для биллингенского и волховского времени здесь остаются во многом неясными. Особенности палеоэкологии и палеогеографии аренигских сообществ брахиопод, мшанок и иглокожих, групп бентосной фауны, наиболее широко распространенных в восточной части Балтийского палеобассейна, до сих пор не были предметом серьезного изучения.

Зависимость ордовикских конодонтов от палеообстановок была выявлена на первых стадиях изучения этой группы фауны. В дальнейшем она неоднократно подтверждалась многочисленными исследованиями, и было отмечено, что наиболее значительным фактором, влияющим на таксономический состав конодонтовых сообществ в пределах одного палеобассейна была его глубина [Barnes and Fahracus, 1975; Pohler and Barnes, 1990]. Наиболее отчетливо различия в конодонтовых биофациях выявляются в бассейнах с относительно контрастными обстановками осадконакопления, например, в западном Ньюфаундленде [Stouge, 1984; Stouge and Vagnoli, 1988]. Однако для Балтийского палеобассейна, в котором наблюдаются близкие палеогеографические условия, связь конодонтовых комплексов с фациями была установлена только в последние годы [Rasmussen and Stouge, 1995].

Конодонтовые биофации были выделены на основе кластерного анализа комплексов из карбонатных отложений Формации Стейн (Швеция, Норвегия), формировавшихся в арениге—ланвирне в условиях относительного мелководного открытого шельфа [Rasmussen and Stouge, 1995]. По родам-доминантам установлено несколько конодонтовых биофаций: *Microozarkodina*, *Scalpellodus*, *Drepanoistodus*, *Baltoniodus* и *Periodon-Protopanderodus*. Данные микрофациального анализа показали их связь с определенными обстановками осадконакопления от более мелководных на внутреннем шельфе к более глубоководным обстановкам внешнего шельфа. Четкая зависимость некоторых конодонтов от определенных фациальных обстановок и их приуроченность к конкретным глубинам дали возможность предположить, что большинство по крайней мере «сложных» конодонтов принадлежало к некто-бентосным, а не планктонным организмам.

Аренигские и ланвирнские конодонтовые сообщества Балтийско-Ладожского глинта в основном соответствуют биофации *Drepanoistodus*. Эта биофация связана с вакстоунами и мадстоунами и интерпретируется как характерная для относительно глубоководной (глубже приливно-отливной зоны) части данного палеобассейна. Кроме того, по данным Я. Расмуссена и С. Стоуге, эта биофация ассоциирует с богатой фауной брахиопод и трилобитов.

Для выявления различий в палеобстановках в пределах глинта и их сопоставления по разрезам шкала конодонтовых биофаций Я. Расмуссена и С. Стоуге слишком груба. Более детальная дифференциация биофаций в ордовикских отложениях приглинтовой полосы возможна, но представляет собой сложную задачу. Это связано с необходимостью статистической обработки большого материала и требует привлечения определенного математического аппарата для обработки данных. Такого рода работы в настоящее время только начаты. Эта проблема также осложняется необходимостью учета темпеститовой природы карбонатных отложений латорпского и волховского горизонтов. Конодонтовые комплексы из карбонатных прослов часто несут следы пересотложения и сортировки, из-за чего доминирующими становятся виды с определенной гидравлической крупностью. Например, в верхней части мяэюлаской пачки в разрезе по р. Нарва в комплексах доминируют крупные конодонты *Scolopodus rex* (Lindström) и *Oistodus lanceolatus* Pander, тогда как их ювенильные формы и более мелкие конодонты встречаются значительно реже, чем обычно. Кроме того, при формировании темпеститов возможно происходил захват конодонтов из других фациальных обстановок.

Предварительный анализ конодонтовых комплексов из нижне- и среднесордовикских отложений Балтийско-Ладожского глинта показал, что в пределах одного слоя на всем протяжении рассматриваемой территории доминанты в одновозрастных конодонтовых комплексах варьируют незначительно в пределах случайной выборки пробы. Только в наиболее западных разрезах Кингисеппского карьера для верхних слоев глинистой части латорпского горизонта и карбонатных слоев нижней части волховского горизонта доминирующими (до 40 %) являются стержневые конодонты *Oepikodus evae* (Lindström) и *B. navis* (Lindström).

В стратиграфической последовательности биофация *Drepanoistodus* в некоторых слоях смещается к биофации *Baltoniodus*, которая, по интерпретации Я. Расмуссена и С. Стоуге, является более мелководной, чаще встречается в биокластических вакстоунах и ассоциирует с остракодовой и гастроподовой фауной. Такое смещение биофаций в пределах глинта происходит, по-видимому, синхронно и может служить показателем колебания уровней моря.

Глава 3. СОБЫТИЙНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ВЫСОКОЙ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ КАК ОСНОВА РЕГИОНАЛЬНОЙ И ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ НИЖНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

3.1. Общая модель седиментации и фациальная зональность

Морской бассейн на территории Балтоскандии в позднем кембрии и ордовике характеризовался уникальными палеогеографическими условиями, никогда более не повторявшимися. Осадконакопление в течение этого времени происходило при остром дефиците терригенного материала. Можно предполагать, что рельеф дна бассейна был чрезвычайно сильно выровнен и перепады глубин были незначительными. Крупные возвышенные массивы суши скорее всего отсутствовали, а основным источником терригенного материала могли быть низменные острова, периодически покрывавшиеся морем. В позднем кембрии и раннем тремадоке на территории, прилегающей ныне к Балтийско-Ладожскому глинту, накапливались в основном маломощные кварцевые пески и алевроиты, характеризовавшиеся очень высокой степенью зрелости, а с начала аренигского века они сменились преимущественно карбонатными осадками. Крайне низкие скорости карбонатного осадконакопления, сравнимые со скоростями накопления радиоляриевых илов на абиссальных равнинах, очевидно свидетельствуют о том, что обстановка была в целом неблагоприятна для накопления карбонатов. Их преобладание объясняется скорее всего отсутствием значительного приноса терригенного материала, количество которого несколько увеличивалось в восточной части Балтийского палеобассейна.

В целом обстановка осадконакопления в аренигских отложениях приглинтовой полосы России рассматривается здесь в рамках модели пологого сначала терригенного, а затем и карбонатного рампа, расположенного на шельфе умеренных широт с преимущественно штормовой седиментацией. Таким образом, весь комплекс аренигских отложений изученного региона интерпретируется как темпеститовый [Дронов, в печати]. В этих отложениях могут быть выделены как дистальные и проксимальные темпеститовые фации.

Основанием для такого разделения служат, прежде всего, размер зерен (биокластов) в штормовых прослоях, характер стратификации, соотношение терригенных и карбонатных компонентов в разрезе, седиментационные структуры, направление выклинивания, а также цветовая гамма осадков.

В течение ордовикского периода основные фациальные пояса Балтийского палеобассейна располагались в определенном порядке. Центральную, наиболее глубоководную часть бассейна, занимали черные битуминозные илы. Смежные с ними несколько более мелководные фации, представленные красными сильно биотурбированными мергелями и глинами, вскрыты скважинами в Латвии и Южной Эстонии и выходят на поверхность на о-ве Эланд. Еще более мелководными являются грубозернистые сероцветные био-кластические известняки с рассеянными в породе зернами глауконита, слагающие волховско-кундаский интервал разреза в Эстонии. В прибрежной части располагались кукерситовые фации [Мянниль, 1966].

Фации битуминозных граптолитовых сланцев на уровне нижней части волховского горизонта встречаются в Южной Швеции. Кукерситы можно наблюдать в наиболее мелководных, прибрежных отложениях кундаского горизонта на полуострове Палдиски. Большая часть приглинтовой полосы как России, так и Эстонии сложена фациями, переходными между красноцветными и сероцветными.

Линия глинта располагается косо по отношению к фаціальным поясам, и поэтому с запада на восток можно проследить постепенные увеличения мощностей и изменение фаций от прибрежных грубозернистых до более глубоководных, обогащенных глинистым компонентом и, местами, более красноцветных.

Всего в разрезе аренигских карбонатных отложений приглинтовой полосы России выделено восемь фаций, располагавшихся на профиле карбонатного рампа в определенном порядке (см. рис. 3). Терригенные отложения, присутствующие в самых низах разреза, не могут быть столь же детально расчленены, однако для них на карбонатном профиле могут быть найдены предположительные аналоги.

3.2. Реконструкция фаціального профіля и построение кривой изменения уровня моря

В нижней терригенной части разреза могут быть выделены три существенно различные фации:

кварцевых песков с многочисленными обломками фосфатных раковин беззамковых брахиопод, пересотложенных из «оболовых песков», подстилающих «диктионемовые сланцы»;

глауконитовых песков также преимущественно кварцевого состава со значительной примесью глауконитовых зерен;

глин с прослоями кварцевых и глауконитовых песков, как правило, сильно биотурбированных и имеющих поэтому нечеткие границы (см. рис. 3).

Кварцевые и глауконитовые песчаные фации рассматриваются в качестве проксимальных темпеститов, а преимущественно глинистые фации с редкими песчаными прослоями соответствуют дистальным темпеститам. Однородные глинистые фации без существенной песчаной примеси отлагались, видимо, за пределами штормового действия в более глубоководной части бассейна. Фации кварцевых песков являются наиболее приближенными к источнику сноса, а фации глауконитовых песков занимают промежуточное положение между ними и более удаленными от берега глинистыми фациями [Дронов, в печати]. Соответственно, смена вверх по разрезу кварцевых песков глауконитовыми и, далее, глинами интерпретируется как углубление бассейна, а смена последних глауконитовыми песками — как его обмеление.

С момента зарождения поселений организмов с карбонатным скелетом (брахиоподы, трилобиты, иглокожие) на глауконитовом баре начинается развитие карбонатного рампа и постепенное замещение им терригенного. На первой стадии формируются также переходные отложения как, например, глауконитовые пески с карбонатным цементом и известняки со значительной примесью песчано-кварцево-глауконитового материала. Терригенные прослои в глинах постепенно сменяются карбонатными. К волховскому времени формируется профиль зрелого карбонатного рампа, на котором можно выделить до восьми фаций.

Фация 1. Соответствует поверхностям перерыва с эрозией подстилающих отложений, местами с признаками субаэральной экспозиции, и является самой мелководной. Эти поверхности соответствуют границам осадочных секвенций и в рассматриваемом стратиграфическом интервале представлены несогласиями в кровле «диктионемовых сланцев» и в подошве «нижнего чечевичного слоя», а также поверхностью ненакопления известной под названием «стекло», внутри слоя «зеленый» в толще «дикарей».

В подошве перекрывающих эти поверхности отложений часто отмечается галька, образованная при размыве подстилающих пород. Так, в подошве «нижнего чечевичного слоя» встречена ожелезненная галька подстилающих глауконитовых известняков. В подошве глауконитовых песков в карьере Кингисеппского комбината «Фосфорит» присутствует окатанная галька «диктионемовых сланцев», а внутри слоя «зеленый» в карьере Бабино на уровне «стекла» отмечена покрытая глауконитовой пленкой галька микритовых известняков.

Фация 2. Представляет наиболее мелководные отложения, сформировавшиеся в области накопления проксимальных темпеститов. Это грубозернистые, массивные или грубослоистые зеленовато-серые биокластические известняки со структурой пакстоуна/грейнстоуна и относительно незначительной глинистой составляющей «серые

дикари». В качестве примера такого рода отложений можно привести такие пласты верхней части толщи «дикарей», как «братвенник», переплет или «мягонький». К этой же фации должны быть отнесены и аналогичные по составу и структуре пласты «подкороба» и «короба» верхней части толщи «фризов».

Данная фация является наиболее приближенной к аккумулятивному бару из скелетных карбонатных песков, представлявшему собой, по-видимому, источник сноса. В этой зоне выделяются две подзоны. В более мелководной подзоне отлагались практически неслоистые и грубозернистые осадки, аналогичные толще «дикарей» в эстонской части Балтийско-Ладожского глинта. Эти отложения сформированы в результате постоянной переработки биокластического материала и перемещения наносов вследствие волновой активности.

Фация 3. Включает «желтые дикари» с многочисленными поверхностями, окрашенными в желтые тона. Они представляют собой поверхности твердого дна со следами рытья на начальных стадиях (*firmground*) и сверления на поздних стадиях (*hardground*). Как и «серые дикари», эти осадки содержат небольшую примесь глинистого материала, поскольку тонкий осадок выносится из достаточно гидродинамически активной зоны. В отличие от «серых дикарей», они четко слоисты, что подчеркивается поверхностями прерыва. Последние формируются при волновой активности, недостаточной для полной переработки привнесенного осадка. Тем не менее, вследствие выноса более тонкого вещества обеспечиваются условия ненакопления осадка между штормовыми фазами. К этой фации могут быть отнесены такие пласты как «желтый», «наджелтый», «коноплястый», отчасти, возможно, «белоглаз» и «толстенький». Не исключено, что в области ее накопления существовали постоянные параллельные берегу течения, ответственные за быстрое формирование поверхностей прерыва или постоянное волнение.

Фация 4. Представлена голубовато-серыми биокластическими вакстоунами, образующими элементарные слои мощностью по 3—5 см, перекрывающие друг друга без существенной прослойки глин. Примером этих фаций может служить пласт «горелик» во «фризовой» части разреза Путиловского карьера. К этой же фации следует, по-видимому, отнести и «сливень». От «дикарей» они отличаются менее плотной упаковкой биокластов и большей глинистостью. Эта фация, возможно, формировалась на глубине, где волновая активность была уже недостаточной для существенной эрозии и образования поверхностей твердого дна, но обеспечивала вынос большей части илистой взвеси в глубокие части бассейна. Это наиболее удаленная от источника сноса часть спектра проксимальных темпеститов.

Фация 5. Представлена отложениями типа пачек переслаивания «фризов» в восточной части приглинтовой полосы России. Отложения имеют ярко выраженный флишоидный характер и пред-

ставлены чередованием слоев серого биокластического вакстоуна с прослоями голубовато-серых глин. Мощности слоев глин и известняков примерно одинаковы, хотя возможно до уплотнения осадка прослойки глин занимали гораздо больший объем. Подошва известняковых пластов обычно резкая и обогащена грубозернистым материалом (крупные биокласты, преимущественно створки брахиопод). Эти отложения интерпретируются как дистальные темпеститы [Дронов, в печати] и представляют собой фацию, формировавшуюся ниже базиса действия обычных волн, когда при спокойном гидродинамическом режиме оседала глина, а во время редких штормов отлагались биокластические известняки. Отсутствие поверхностей твердого дна в этих отложениях свидетельствует, очевидно, об отсутствии придонных течений и других признаков постоянной гидродинамической активности в придонном слое воды.

Фация 6. Образцом такого рода фаций может служить пласт «серенький» или верхняя и нижняя пачки переслаивания «желтяков». Как и для предыдущей, фации «фризов» характерно чередование карбонатных и глинистых прослоев, причем глинистые прослойки, как правило, имеют меньшую мощность. Известняки имеют структуру слабонасыщенного биокластического вакстоуна, переходящего местами в мадстоун. От «фризов», помимо более тонкозернистой структуры и отсутствия рассеянных в породе зерен глауконита, они отличаются гораздо большим распространением красных и желтых окрасок, развивавшихся особенно часто по ходам роющей инфауны и горизонтам твердого дна. Ихнофации отличаются от тех, что представлены в классических фризах.

Следует отметить, что между фациями 5 и 6 существуют постепенные переходы. Так, зачастую во «фризах» присутствуют розовые окраски, а «желтяки» по характеру переслаивания близки «фризам». Данная фация, как и предыдущая, интерпретируется как фация дистальных темпеститов. Однако по положению на фациальном профиле она является более глубоководной и расположена в более мористой части бассейна.

Как уже было сказано, красноцветные фации вообще, в данном случае — «желтяки», представляют более глубоководный спектр фаций по сравнению с сероцветными «фризами» и «дикарями». Наличие в этой фации многочисленных поверхностей твердого дна и относительно малое количество глин свидетельствуют, вероятно, о наличии придонных течений.

Фация 7. Включает пестроокрашенные (преимущественно в желтые и красные тона) «желтяки» с чередованием карбонатных и глинистых прослоев примерно в равных пропорциях. Известняки имеют структуру мадстоуна или слабонасыщенного биокластического вакстоуна. Часто они сильно обогащены глинами и представляют собой мергели. Окраска распределена неравномерно, и фоном чаще служат желтые или красные, реже серые породы. Характерна интенсивная биотурбация. В качестве примеров можно привести такие пласты пачки «желтяков», как «серина» и «жел-

тенький», два нижние пласта «дикарей», а также отдельные интервалы разреза биллингенского горизонта в его карбонатной части, носящей традиционное название «мергели».

Эти отложения представляют собой наиболее удаленную от источника сноса зону дистальных темпеститов, переходящую в сторону бассейна в гемипелагические отложения. С предыдущим фаціальным поясом она связана постепенным переходом. Красная и желтая окраски пород, обусловленные окислами и гидроокислами железа, говорят об обогащении этих вод растворенным кислородом, а отсутствие или малое количество глауконита может свидетельствовать об их более высокой температуре по сравнению со средней накопления более мелководных осадков. Наличие двух уровней развития твердого дна на профиле свидетельствует о наличии в бассейне определенного рода стратификации. Граница распространения серых и красных окрасок проходит по уровню насыщения морской воды растворенным кислородом.

Фация 8. Наиболее ярким примером такого рода фаций служит пласт, носящий имя «краснота», в толще «желтяков». Это сильно биотурбированные преимущественно бордово-красные глины с отдельными более плотными прослоями столь же красной биотурбированной известковистой глины или мергеля. В качестве других примеров можно привести «бутину» — прослой мощностью 5 см характерного красного мергеля в толще «дикарей» и, отчасти, пласт «красенький» из этой же толщи.

Эти фации практически не содержат зерен глауконита и окрашены преимущественно в бордово-красные тона. Их аналогами являются отложения, вскрытые скважинами в Южной Эстонии и Латвии и выходящие на поверхность на о-ве Эланд в Центральной Швеции. Они интерпретируются как наиболее глубоководные, располагающиеся по оси Балтийского палеобассейна.

Соотношение глинистого и карбонатного компонентов является, по-видимому, в большей мере функцией удаленности от источника сноса терригенного материала и поэтому в восточных частях бассейна глинистого материала больше, чем в западных. Однако общий характер этих сильно биотурбированных красноцветных отложений при этом существенно не меняется. Общий вид фаціального профиля с порядком расположения упомянутых фаций на нем приведен на рис. 3.

Полный спектр описанных фаций присутствует лишь в наиболее мощных и полных разрезах восточной части глинта. Между фациями существуют постепенные переходы и диагностика их в обнажениях или в керне не всегда однозначна. Следует также отметить, что приведенный фаціальный профиль представляет собой обобщенную концептуальную модель, которая, возможно, в полном объеме нигде не реализуется.

Профиль карбонатного рампа оказывается более детально расчлененным по сравнению с профилем терригенного, состоящего всего из трех фаций. Для того, чтобы использовать профиль кар-

бонатного рампа при построении соответствующей кривой для нижней части арегинского разреза, достаточно указать на нем положение терригенных фаций. Судя по цветовой гамме, терригенные фации являются аналогами дикарей и фризов, т. е. не выходят за пределы фаций 2—5 карбонатного рампа. При этом кварцевые пески, как наиболее мелководные, можно сопоставить с фацией 2, а кварц-глауконитовые — с фацией 3. Преимущественно глинистые отложения соответствуют, очевидно, фации 5, а чередование глин с песчаными прослоями — фации 4. Поверхности с признаками существенной эрозии, перекрываемые пластами кварцевого песка, сопоставляются с фацией 1.

Если точки, соответствующие отдельным фациям, на профиле ставить примерно по середине соответствующих им интервалов разреза, а затем соединить их прямыми линиями, то получится весьма характерная ломаная линия (см. рис. 4, левая колонка), отражающая смещение фаций на профиле. Можно, кроме того, соединять точки плавной линией, учитывая характер границ между смежными пачками, их внутреннее стратосное и другие особенности, теряющиеся при обобщенной характеристике (см. рис. 4, правая колонка). Эта кривая относительного смещения фаций на профиле пологого гомоклинального рампа является, в сущности, кривой изменения глубины бассейна.

Сравнение с кривой смещения обстановок ранне—среднеордовикского осадконакопления на Канадском кратоне [Barnes, 1984] показывает отчетливое совпадение регрессивных фаз. Это свидетельствует в пользу эвстатической природы, во всяком случае, наиболее крупных из отмеченных колебаний уровня моря.

Подобная кривая, основанная на смещении трилобитовых сообществ в разрезах Дании, Норвегии и Южной Швеции, построена для арегинского вска [Nielsen, 1992a, b]. Кривая Нильсена, адаптированная к мощностям сводного разреза по долине р. Тосна, оказывается довольно близкой к приведенной на рис. 4. Обе кривые чрезвычайно похожи, несмотря на неизбежные погрешности при приведении кривых к единому масштабу, возможные ошибки корреляции, различие фаций, а также методик их построения. Очевидно, эти кривые отражают объективный процесс относительного смещения биофаций и литофаций, которые, по-видимому, обусловлены единым механизмом колебаний уровня моря. Кроме того, поскольку кривая Нильсена учитывает материалы не только по Западу Балтоскандии, но и по Австралийскому кратону, можно сделать вывод о том, что зафиксированные в ней высокочастотные колебания уровня моря являются эвстатическими [Nielsen, 1992b]. Следует отметить, что подобные высокочастотные (200—400 тыс. лет) колебания уровня моря далеко не всегда отражаются в большинстве наиболее распространенных обстановок седиментации.

3.3. Динамика развития фауны и биотические события различного ранга

Особенности изменения таксономического разнообразия и состава доминирующих групп бентосной и пелагической фауны в пограничных отложениях кембрия—ордовика на Северо-Западе России в основных чертах отражают важнейшие тенденции, характерные для всего Балтийского палеобассейна. Для бентосной фауны это замещение позднемембрийских бентосных сообществ низкого таксономического разнообразия, в составе которых доминировали оленидные трилобиты (западная часть бассейна) и лингулаты (Прибалтика, Московская синеклиза), значительно более разнообразными сообществами замковых брахиопод, трилобитов (преимущественно азафид и илленид) и иглокожих. В состав новых сообществ входили также древнейшие из известных в регионе остракоды и мшанки. Формирование аренигских бентосных сообществ происходило, главным образом, в результате нескольких последовательных событий иммиграций, в то время как местные сообщества лингулат, доминировавшие в позднем кембрии, полностью вымерли к середине тремадока [Попов, 1993].

Для пелагической составляющей биоты основные изменения заключались в замещении в течение второй половины позднего кембрия параконодентов и протоконодентов (доминанты *Phakelodus*, *Furnishina*, *Prooneatodus* и *Westergaardodina*) однообразной фауной зоконодентов с родом *Cordylodus* в качестве доминанты. В позднем тремадоке—раннем арениге появляются значительно более разнообразные зоконоденты, типичные для Северо-Атлантической провинции. Важным событием стало также появление первых нематофорных граптолитов рода *Rhabdinopora* в начале тремадока.

Наиболее контрастные изменения в составе биоты приходится на время крайне неустойчивого положения уровня моря в интервале пакерортского—биллингенского горизонтов (рис. 10, зоны *S. andresi*—*O. evae*). Отмечается определенная связь биотических перестроек с важнейшими изменениями в характере седиментации. Среди последних — два черносланцевых события в конце позднего кембрия и середине тремадоковского века [Попов, Корень, 1996], широкое распространение глауконита в осадках, начиная с позднего тремадока, и распространение карбонатного осадконакопления на всю восточную часть Балтийского палеобассейна с начала конodontовой зоны *O. evae*.

Далее в хронологическом порядке дается характеристика важнейших биотических изменений в течение позднемембрийской и раннеордовикской истории палеобассейна (рис. 10).

Появление зоконодентов рода *Cordylodus* вблизи основания ломашкинской и маардуской свит приурочено к уровню выше поверхности перерыва, широко развитой как в Эстонии, так и на Северо-Западе России [Попов и др., 1989]. Этот уровень отвечает границе двух секвенций и фиксирует эвстатическое падение уровня

моря [Dronov et al., 1995]. Бентосная фауна выше этой границы не претерпевает сколько-нибудь существенных изменений в таксономическом составе и разнообразии. Она представлена проходящими видами родов оболид *Ungula*, *Schmidtites*, *Oepikites* и *Keyserlingia*. Однако биофациальная зональность упрощается за счет резкого сокращения ареала, занятого относительно глубоководными сообществами, что связывается с появлением прослоев черных сланцев — показателей периодической эвтрофикации изученной части бассейна. Для интервала времени, соответствующего зоне *C. andresi*, характерно значительное увеличение биомассы оболид и интенсификация биогенной аккумуляции в прибрежной зоне и на мелководье. Основная масса ракушки, образующей месторождения фосфоритов в Северной Эстонии и Ленинградской области, представляют продукт размыва разнообразных биогенных аккумулятивных форм прибрежного рельефа, образовавшихся именно в это время [Попов и др., 1989].

Интервал конодонтовых зон *C. proavus*—*C. angulatus*/*C. rotundatus* в целом соответствует интервалу времени ступенчатого вымирания оболид. Вероятно, это связано с комплексным воздействием меняющихся абиотических факторов в период крайне неустойчивого положения уровня моря. В течение фазы *C. proavus* в восточной части Балтийского палеобассейна произошла перестройка структуры прибрежных бентосных сообществ оболид, которая привела к вымиранию ряда родов, доминировавших в течение большей части позднего кембрия. Это событие определенно связано с распространением биофации *Scolithos* и сопутствующих сообществ брахиопод с *Obolus apollinis* Eichwald и *Helmersenia ladogensis* (J e r e m e j e w) выше поверхности перерыва в основании тосненской свиты. Оно свидетельствует о восстановлении нормальной аэрации бассейна после кратковременного падения уровня моря, коррелируемого с эвстатическим событием Лэндж Рэнч (см. рис. 10). Иммиграция новой бентосной фауны происходит синхронно с появлением конодонтов *C. proavus*. Поверхность перерыва в основании этой конодонтовой зоны также фиксируется в Северной Эстонии внутри маардуской свиты. Однако здесь черносланцевая седиментация сохраняется на ограниченной площади, и древняя фауна с *Ungula* и *Schmidtites* в качестве доминант замещается фауной с *Obolus* и *Helmersenia* несколько позднее, возможно, к началу зоны *Corodylodus intermedius*.

В течение интервала времени, отвечающего конодонтовой зоне *C. lindstromi*, западная граница ареала, занятого биофацией *Scolithos*, смещается на восток. Распространение черносланцевой седиментации на всю территорию Балтийско-Ладожского глинта в начале зоны *C. angulatus*/*C. rotundatus*, после эвстатического события Блэк Маунтин, приводит к полному исчезновению биофации *Scolithos* и вымиранию связанных с ней сообществ брахиопод [Попов, Корень, 1996]. Причинами вымирания бентосных сообществ этого времени по-видимому были следующие:

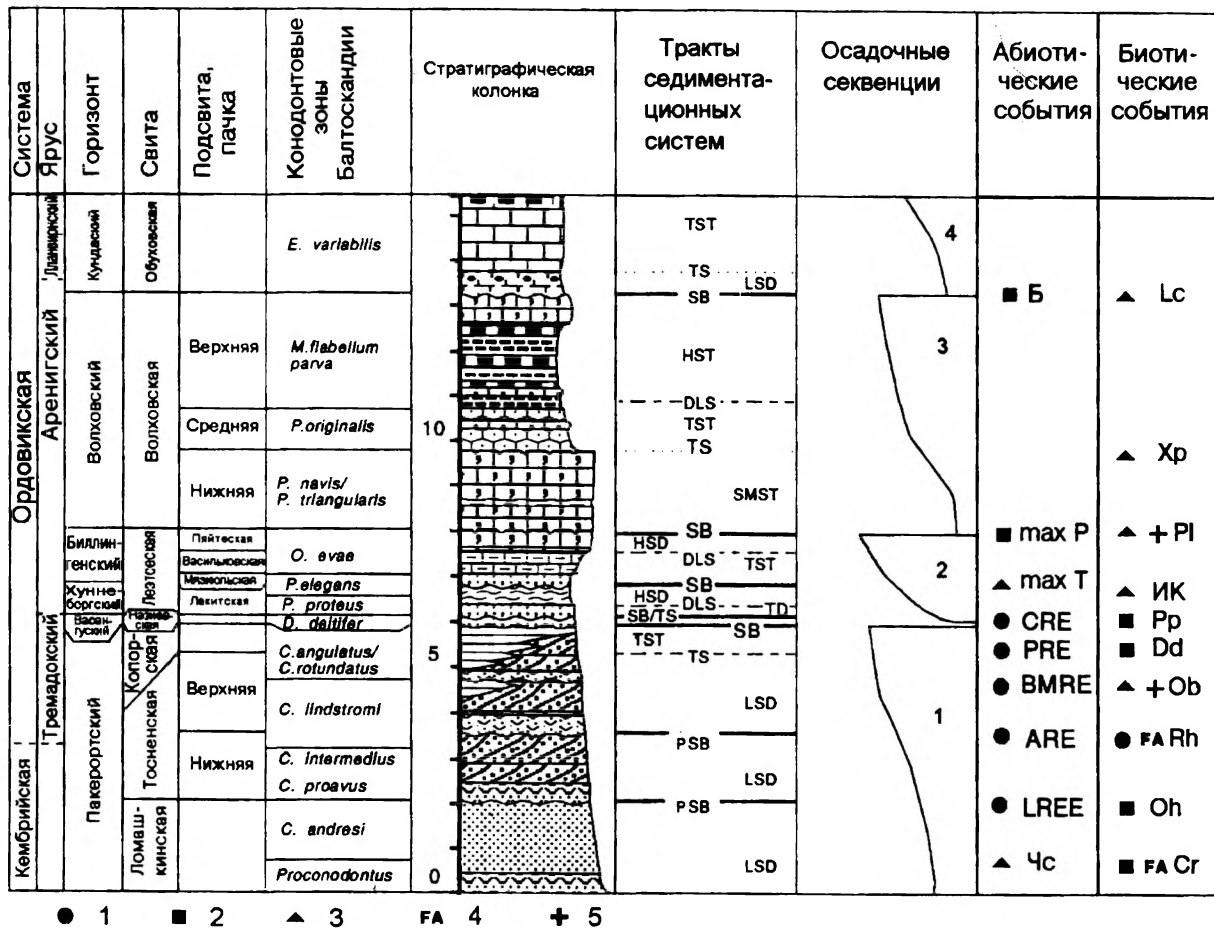


Рис. 10. Событийные уровни корреляции ордовикских отложений Балтийско-Ладожского глинта:

1 — глобальные события; 2 — региональные события; 3 — локальные события; 4 — первое появление; 5 — вымирание.

Абиотические события: Чс — черносланцевая седиментация; LREE — эвстатическое событие Лэндж Рэнч; ARE — эвстатическое событие *Aegocare*; BMRE — эвстатическое событие Блэк Маунтин; PRE — эвстатическое событие *Peltocare*; CRE — эвстатическое событие *Ceratoporge*; max T — максимум трансгрессии; max P — максимум регрессии; Б — бентониты.

Биотические события: Сг — появление первых представителей рода *Cordylodus*; Oh — иммиграция новой фауны брахиопод с *Obolus apollinis* и *Helmersenia ladogensis*; Rh — появление первых нематофорных граптолоидей *Staurogartius* и *Rhabdinopora*; Ob — вымирание оболитид; Dd — появление цератописгивеой фауны конодонтов и трилобитов; Pp — появление конодонтов *Paraisotodus proteus*; IK — иммиграция новой бентосной фауны; P1 — вымирание брахиопод *Plectella*, *Orthidium* и др.; Xp — появление граптолитов *Xiphograptus svalbardensis*; Lc — иммиграция новой бентосной фауны.

возникновение эстуарисового типа циркуляции в Балтийском палеобассейне;

необычайно высокая первичная биологическая продуктивность, широкое распространение бескислородных обстановок и высокое положение верхней границы слоя кислородного минимума;

опреснение поверхностных вод.

Вымирание эндемичных сообществ оболит в Балтийском палеобассейне скорее всего является событием регионального характера. Распространение черносланцевой седиментации на мелководные шельфы и эпиконтинентальные моря Северной Америки вблизи границы кембрия и ордовика также привело к вымиранию значительной части бентосной биоты. Однако основное событие вымирания здесь отмечается несколько раньше, после эвстатического события Лэндж Рэнч (основание конодонтовой зоны *C. proavus*).

Значительные изменения в составе и разнообразии бентосной фауны в интервале конодонтовых зон от *D. deltifer* до низов *P. elegans* выразились в распространении на территории Скандинавии и Средней Прибалтики цератописгивеой фауны трилобитов варангуского горизонта и значительном увеличении разнообразия азафидных трилобитов с начала хуннебергского времени [Попов, 1993]. Стратиграфический интервал, отвечающий варангускому и хуннебергскому горизонтам, представлен на территории, прилегающей к восточной части Балтийско-Ладожского глинта, весьма неполно, а характеризующая его бентосная фауна редка, однообразна и недостаточно изучена. Другим важным событием стала иммиграция сообщества брахиопод с

Thysanotos siluricus (Eichwald)/*Leptembolon lingulaeformis* (Mickwitz), которое широко распространилось на территории Северной Эстонии с начала хуннебергского времени. Распространение этого относительно непродолжительного существовавшего сообщества имело циркумкратонный характер. Оно также известно в Польше, Чехии, Южной Германии, Сербии и на юге Урала [Popov and Holmer, 1994; Holmer et al., 1995].

Начало биллингенского горизонта совпадает с крупной трансгрессией, выразившейся в распространении карбонатной седиментации на всю территорию Балтийского палеобассейна и крупнейшей иммиграции новой бентосной фауны (см. рис. 10). К этому уровню приурочено появление замковых брахиопод с пористой раковиной (*Parorthis*, *Angusticardinia*), наиболее ранних из известных строфоменид (*Plectella*), а также древнейших видов родов *Orthidium*, *Ranorthis*, *Panderina*, *Oslogonites* и *Porambonites*. Несколько позднее, в начале зоны *O. evae*, к ним присоединяются *Lycophoria*, *Neumania*, *Antigonambonites* и *Idiostrophia*. Большинство из них являются древнейшими представителями родов и семейств, в дальнейшем наиболее характерных для балтийского ордовика. Примечательно также появление в начале биллингена иглокожих, остракод и древнейших мшанок. Все эти группы почти не были представлены в более древних, позднекембрийских и тремадокских бентосных сообществах Балтийского палеобассейна. Новые ассоциации трилобитов включают роды *Megistaspis*, *Megalaspides*, *Proasaphus*, *Oitenbyaspis*, *Nileus*, *Ampix* и *Orometopus*, чаще всего встречающиеся в одновозрастных или несколько более древних отложениях Скандинавии. Наряду с ними представлены также роды *Carolinites*, *Krattaspis* и *Cybele*, не известные на этом уровне или же вовсе не представленные в составе ордовикской трилобитовой фауны Скандинавии. Происхождение этой новой бентосной фауны остается в большинстве случаев неясным и только для трилобитов устанавливается некоторая связь с позднекембрийскими и раннеордовикскими фаунами Южнокитайской провинции [Schergold, 1988; Попов, 1993].

Рассматривая биотические события локального характера, следует особо остановиться на стратиграфических уровнях, к которым приурочено появление, а в некоторых случаях и массовое распространение остатков грантолитов в разрезах нижнего ордовика Балтийско-Ладожского глинта. В целом условия осадконакопления на протяжении раннего ордовика были крайне неблагоприятными для захоронения и фоссилизации этой группы фауны. Основными причинами были сравнительно небольшие глубины и, следовательно, периодическое воздействие штормовых волн на осадок. К ним следует также отнести крайне низкие скорости седиментации, сравнимые со скоростями накопления глубоководных радиоляриевых илов, хорошую аэрацию придонных слоев воды за исключением двух кратковременных событий черносланцевой се-

диментации в первой половине тремадокского века и значительную биотурбацию осадка [Попов, Корень, 1996].

Находки граптолитов приурочены лишь к интервалам нижнеордовикского разреза, когда, по-видимому, воздействие указанных факторов было существенно ослаблено. Это, как правило, маломощные прослои битуминозных аргиллитов (верхняя подсвита тосненской свиты) или глин (волховская свита), приуроченные к трансгрессивным поверхностям выше перерывов, отвечающих эвстатическим поднятиям уровня моря или же продолжительным периодам его низкого стояния. Кроме того, в копорское время благоприятные условия для захоронения граптолитов возникли в связи с бескислородным событием в середине тремадока (событие Блэк Маунтин). В разрезе по р. Назия первые *Rhabdinopora* встречаются в тонких прослоях битуминозных аргиллитов в 5—10 см выше поверхности перерыва уже в основании тосненской свиты. Присутствие конодонтов *C. lindstromi* позволяет предположить, что в этом разрезе тосненская свита представлена только верхней подсвитой.

В разрезе по р. Сясь граптолиты появляются в прослое буровато-серой глины мощностью до 30—40 см, ниже которой фиксируется поверхность перерыва, отделяющая копорскую свиту от тосненской. Вторая поверхность перерыва имеется в кровле этих глин, а базальный слой кварцевого песчаника, выше которого следует пласт черных битуминозных аргиллитов, содержит первые конодонты зоны *C. angulatus/C. rotundatus* [Попов и др., 1989]. Находки видов *Rhabdinopora norvegica* Kierulf, *R. multithecata* и *R. cf. anglica* (Bulman) свидетельствуют о том, что самые нижние зоны граптолитовой зональной последовательности, основанной на видах рода *Rhabdinopora* [Kaljo et al., 1988], в восточной части приглинтовой полосы отсутствуют. Битуминозные аргиллиты нижней части маардуской свиты в интервале конодонтовых зон *C. andresi* и *C. proavus* остатков граптолитов не содержат. Указание на присутствие граптолитов зоны *Rhabdinopora socialis* на уровне зоны *C. proavus* в разрезе Тынисмяги [Kaljo et al., 1988] основано скорее всего на ошибочной интерпретации разрезов маардуской свиты западнее р. Пирита. Это подтверждается находками конодонтов рода *Japetognatus* лишь немногим выше базального детритового слоя, что указывает скорее на зону *C. lindstromi*.

Наши наблюдения позволяют предполагать, что детритовый слой в основании маардуской свиты в разрезах в г. Таллинн и к западу от него сложен исключительно аллохтонной ракушей оболид. Скорее всего, он представляет остаточный слой части этой свиты, эквивалентной зонам *C. andresi* и *C. proavus* и частично переработанный во время трансгрессии после эвстатического события *Acerocare*. Поверхность перерыва в основании оболовой толщи или выше детритовых песков на северо-западе Эстонии синхронна с поверхностью перерыва, разделяющей ниж-

нетосненскую и верхнетосненскую подбиты на востоке приглитовой полосы. Таким образом, данные распространения граптолитов в верхней части оболовой толщи в разрезах Балтийско-Ладожского глинта свидетельствуют о том, что появление первых граптолитов рода *Rhabdinopora* имело место после эвстатического события *Acerocare*, а нижние границы местных зон *R. sociale*, *R. norvegica* и *R. anglica/R. multithecatium* находятся внутри конодонтовой зоны *C. lindstromi*. Глины лакитской пачки содержат многочисленные остатки граптолитов зоны *Tetragraptus phyllograptoides*.

По-видимому, они сформировались в условиях быстро развивавшейся трансгрессии при крайне низком разнообразии бентоса и незначительной биотурбации. Эпипланктонные дидимографтовые биофации этого типа характерны для хорошо аэрируемых зон бассейна с зеленосланцевой карбонатно-терригенной седиментацией. Они обычно имеют низкое таксономическое разнообразие ассоциаций с отчетливо выраженными доминантами. Для хуннебергских биофаций в изученных разрезах доминантой является *D. rigoletto*, который имеет широкое географическое распространение и известен как в низких, так и в высоких палеоширотах.

Следующий маломощный интервал с граптолитами в нижнеордовикских отложениях в восточной части глинта характеризуется появлением *Xyphograptus swalbardensis* (Archer and Forley) в ассоциации с *D. goldschmidti* (Monsen) и *D. (E.) cf. hirundo* Salter, найденными на нескольких плоскостях напластования светлоокрашенных мергелей вблизи границы нижней и верхней подбит волховской свиты. Он соответствует трансгрессивной поверхности в пределах секвенции второго типа (см. рис. 10) и появлению в изученных разрезах конодонтов зоны *P. originalis*.

3.4. Событийные уровни глобальной и региональной корреляции

Неустойчивое положение уровня Мирового океана на границе кембрия—ордовика отразилось в нескольких последовательных событиях эвстатических минимумов. Этот вывод был впервые сделан на разрезах Северной Америки, Австралии и Китайской плиты [Miller, 1984] в рамках исследований по Международному проекту № 216 «Глобальные биологические события в истории Земли». Позднее это подтвердилось на материалах Балтоскандии [Nicoll et al., 1992]. В настоящее время в разрезах многих континентов в разнообразном спектре шельфовых фаций распознано до пяти или шести эвстатических событий. За некоторыми из них следовали трансгрессии различного масштаба, выраженные в распространении черносланцевой седиментации в различные зоны шельфа. Эти абио-

тические события приводили к заметным перестройкам состава и структуры биоты.

В изученных разрезах выявлены следующие эвстатические события:

1. Эвстатическое событие в основании ломашкинской и маардуской свит.

Биотические события: появление древнейших видов рода *Cordylodus* (зона *C. andresi*), резкое увеличение биомассы оболид.

Седиментологические события: первый максимум черносланцевой седиментации, активная биоогенная аккумуляция в прибрежной зоне и на отмелях.

2. Эвстатическое событие Лэндж Рэнч (подошва зоны *C. proavus*): поверхность перерыва в основании тосненской свиты и внутри маардуской свиты между городами Таллинн и Кунда.

Биотические события: распространение биофашии *Scolithos* и иммиграция новой фауны брахиопод с *Obolus apollinis* и *Helmerseniania ladogensis*, появление вида *Cordylodus proavus*.

По смене протоконодонтот эконодонтотами в основании зоны *proavus* установлена одновозрастность крупного несогласия в подошве тосненской свиты с регрессивным событием Лэндж Рэнч, впервые изученном в разрезах Северной Америки. Событие Лэндж Рэнч — один из наиболее ярко выраженных эвстатических минимумов, проявившихся как в тропических, так и в умеренных широтах. Оно также распознается в пограничных отложениях кембрия и ордовика австралийских частей Гондваны [Попов и др., 1989; Nicoll et al., 1992] и на Сибирской плите. Наиболее существенно событие Лэндж Рэнч затронуло тепловодные биоты и выразилось в вымирании ряда трилобитовых фаун. В Лаврентии (Северо-Американский кратон) это событие отвечает концу птихопсидного биомера, когда исчезают 95 % родов трилобитов [Sloan, 1991]. Отмечается полное обновление трилобитов на этом же уровне в разрезах Южного Казахстана [Аполлонов, 1991], что также подтверждает эвстатическую природу колебаний уровня моря.

3. Эвстатическое событие *Acerocare*: эрозионная поверхность между нижней и верхней подсвитами тосненской свиты, поверхность перерыва в основании маардуской свиты в г. Таллинн и к западу от него (выше нижней границы зоны *C. lindstromi*).

Биотические события: появление первых нематофорных граптолоидей *Staurograptus* и *Rhabdinopora*.

Седиментологические события: обширная трансгрессия, последовавшая за этим событием, датирована по конodontам зоны *C. lindstromi*, найденных ниже и выше поверхности перерыва, и уверенно распознается в северокитайской и австралийской частях Гондваны и в Балтии.

4. Эвстатическое событие Блэк Маунтин (основание зоны *C. angulatus/C. rotundatus*): поверхность перерыва в основании копорской свиты в восточных разрезах глинта и в основании лавемаской свиты к западу от р. Ягала в Эстонии.

Биотические события: появление граптолитов рода *Rhabdinopora*; вымирание бентосных сообществ оболид, миграция в восточном направлении и последующее исчезновение биофации *Scolithos*.

Седиментологические события: трансгрессия, сопровождавшаяся постепенным распространением черносланцевой седиментации и «диктионемовых» биофаций на шельфы в пределах высоких и умеренных широт (Балтия, сввероафриканская и североамериканская части Гондваны, Авалония). В Балтийском палеобассейне (разрезы Балтийско-Ладожского глинта) «диктионемовые» биофации (*Rhabdinopora*, *Staurograptus*) распространяются в крайне мелководные обстановки; максимум черносланцевой седиментации соответствует интервалу зон *C. angulatus/C. rotundatus* и низам зоны *Paltodus deltifer*. Интерпретируется как наиболее четко выраженная осцилляция в пределах одного крупного эвстатического ритма. Происходит интенсивный размыв биогенных аккумулятивных форм позднего кембрия и переотложение аллохтонного фосфатного материала в береговых валах и барах.

По периферии Балтийского палеобассейна на протяжении большей части тремадока не отмечается резких седиментологических изменений, о чем свидетельствует непрерывное существование на этих территориях черносланцевой седиментации с начала позднего кембрия. В таких случаях только биотические изменения (появление новых родов трилобитов, распространение специфических сообществ лингулат и др.) позволяют распознавать здесь эвстатические минимумы.

5. Эвстатическое событие *Peltocare*: эрозионная поверхность, разделяющая копорскую и назиевскую свиту, а там, где ее нет, — лакитскую пачку лэтсеской свиты, и соответствующая верхам зоны *C. angulatus/C. rotundatus*.

Биотические события: появление цератопигиевой фауны трилобитов и конодонтов зоны *P. deltifer*.

Седиментологические события: прекращение черносланцевой седиментации, начало широкого распространения осадков, содержащих глауконит.

Событие *Peltocare* установлено на материалах Балтоскандии [Erdtmann, 1986] и идентифицируется в разрезах австралийской части Гондваны [Nicoll et al., 1992]. Оно не является аналогом события Блэк Маунтин, как это предполагалось ранее, но произошло позднее и приходится на начало зоны *P. deltifer*. Этот уровень привлекал меньше внимание, чем предыдущие, в связи с чем глобальная картина седиментологических и последовавших за ними биотических изменений недостаточно ясна.

6. Эвстатическое событие *Ceratopyge* [Erdtmann, 1986] достоверно прослеживается в разрезах Балтоскандии по эвстатическому минимуму в конце зоны *P. deltifer* и последовавшей в конце тремадока (зона *P. proteus*) диахронной трансгрессии (основание лэтсеской свиты). Трансгрессия продолжалась в раннем арениге и достигла максимума в зоне *O. evae*.

Биотические события: появление конодонтов *Paroistodus proteus*, распространение в Северной Эстонии фауны с *Thysanotos siluricus*.

Седиментологические и биотические изменения на этом рубеже изучены менее детально, чем события Лэндж Рэнч или Блэк Маунтин, с которыми связаны широко обсуждаемые уровни границы кембрия и ордовика. Однако этот уровень заслуживает особого внимания, так как с ним совпадает начало мощной ордовикской радиации планктонных и бентосных фаун, а также возникновение новых типов шельфовых сообществ.

В аренигской истории развития Балтийского палеобассейна выделяется ряд региональных событий важного корреляционного значения. Среди них:

хуннебергская трансгрессия в восточной части Балтийско-Ладожского глинта, с которой связано появление граптолитов *Tetragraptus phyllograptoides* Strandmark и *Didymograptus rigoletto* Maletz, Rushton and Lindholm, а также конодонтов *Prioniodus elegans*;

биллингенская трансгрессия и начало карбонатного осадконакопления в середине зоны *Oepikodus evae* и последовавшее за ней распространение разнообразной бентосной фауны в восточной части Балтийского палеобассейна (события иммиграции);

падение уровня моря и последующий период его низкого стояния в начале волховского времени и совпадающие с ними иммиграция новых элементов бентосной фауны (*Productorthis*) и появление граптолитов *Tetragraptus quadribrachiatus* (J. Hall), *T. amii* Lapworth и *Azygograptus* sp. в низах волховского горизонта; к этому времени приурочено формирование органических построек типа (mud mounts) в восточной части приглинтовой полосы;

повышение уровня моря вблизи основания зоны *P. originalis* и появление граптолитов *Xiphograptus svalbardensis* Archer; а также широкое распространение рода *Asaphus*.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Практическая ценность событийно-стратиграфического подхода при расчленении отложений и корреляциях различного масштаба не вызывает сомнений. Применение секвенс-стратиграфического метода при контроле биостратиграфических и экостратиграфических построений обеспечивает единый подход к определению ранга картируемых литостратиграфических тел в конкретных геологических районах. Такие трудности обычно возникают при геологическом изучении площадей развития разнофациальных отложений, имеющих сокращенные мощности. Основное картируемое подразделение (свита) согласно требованиям Стратиграфического кодекса [1992] не должно содержать региональных стратиграфических несогласий и крупных перерывов. В связи с этим свита не может охватывать несколько осадочных секвенций в случаях, когда границы последних отвечают несогласиям. В ранге свит могут выделяться целые секвенции, либо их фациально однородные части.

При расчленении хорошо изученных сокращенных разрезов на кратонах возникают проблемы соответствия детальности выделяемых стратиграфических подразделений и возможностей их показа на геологических картах среднего и крупного масштаба. Известно, что на территориях континентальных окраин мощности осадочных секвенций или свит могут измеряться первыми сотнями метров. В то время как на кратонах, подобных северо-западной части Европейской России, соответствующие им по времени секвенции обычно имеют мощности, измеряемые первыми метрами, а составляющие их свиты (=системные тракты) — первыми десятками сантиметров. Последние не выражаются в масштабе геологической карты. Требуется их объединение в определенные наборы свит и переход на другую систему картирования и обозначения подразделений в ранге единиц общей шкалы, равных ярусу или даже отделу. В приведенном в данной работе примере на картах среднего масштаба территории Балтийско-Ладожского глинта будут показаны верхнекембрийские или нижнеордовикские отложения в целом, а при крупномасштабном картировании и на более детальных картах — тремадокский или аренигский ярусы. В таком случае детальная событийно-стратиграфическая шкала служит основой для выбора границ крупного ранга, разделяющих объединенные подразделения.

При переходе от регионального уровня к бассейновому анализу в рассмотренном примере (от российской части глинта к Балтийскому палеобассейну в целом) интеграция секвенс-стратиграфического, биоэонального и биофациального методов дает возможность дифференциации синхронных и асинхронных уровней региональных стратиграфических несогласий и перерывов. В качестве надежных событийных уровней служат подошвы секвенций и трансгрессивные тракты, которым обычно соответствуют хорошо проявленные события массовых вымираний, иммиграции новых сообществ, смены доминант или крупные перестройки биофациальной зональности. В случае установления асинхронности ряда уровней определяется диапазон скольжения границ картируемых геологических тел.

Сравнительный анализ границ секвенций третьего порядка, продолжительностью от 1 до 10 млн лет на разных кратонах в комплексе с биоэональными датировками приводит к определению эвстатических колебаний уровня моря. В этом случае достоверность корреляций определяется сравнением региональных кривых уровней моря. Очевидно, что эти кривые отражают объективный процесс относительного смещения биофаций в одном случае и литофаций в другом. Они, по-видимому, обусловлены единым механизмом высокочастотных эвстатических колебаний уровня моря, хорошо фиксируемых в обстановках пологого шельфа на кратонах Балтии, Лаврентии, Австралии и Южного Китая [Miller, 1984; Nicol et al., 1992; Nielsen, 1992a, b; 1995; Dronov et al., 1995; Попов, Корень, 1996].

В заключение необходимо отметить значение детальных и комплексных региональных исследований в событийных стратиграфических интервалах, таких как пограничные отложения кембрия и ордовика для определения и прослеживания границ подразделений общей шкалы. Так, проблема выбора уровня и биостратиграфического маркера границы решается на основе интеграции конодонтовых и граптолитовых зон с учетом таких глобальных эвстатических событий, как Лендж Ренч и *Acerocare*. Распознавание и прослеживание этой границы в глобальном масштабе будет зависеть от детальности и обоснованности событийно-стратиграфических построений в конкретных регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балашева Е. А., Балашев З. Г. К стратиграфии глауконитовых и ортоцератитовых слоев ордовика северо-запада Русской платформы//Уч. зап. ЛГУ. 238. Сер. геол. наук. 1959. Вып. 10. С. 248—262.

Боровко Н. Г., Попов Л. Е., Сергеева С. П. Верхний тремадок в восточной части Балтийско-Ладожского глинта//Докл. АН СССР. Т. 273. 1993. № 2. С. 404—407.

Вийра В. Я. Конодонты ордовика Прибалтики. Таллинн: Валгус, 1974. 140 с.

Вишняков С. Г., Геккер Р. Ф. Следы размыва и внутрипластовые нарушения в глауконитовых известняках нижнего силура Ленинградской области//Юбилейный сборник в честь Н. Ф. Погребова/Отв. ред. Г. П. Сиягши. Л., 1937. С. 30—45.

Дронов А. В. Штормовая седиментация в нижнеордовикских карбонатно-терригенных отложениях окрестностей Санкт-Петербурга//Бюл. МОИП (в печати).

Дронов А. В. Колебания уровня моря в раннем ордовике и их отражение в темпеститовых разрезах приглинтовой полосы России//Бюл. МОИП (в печати).

Дронов А. В. Опыт секвенс-стратиграфического анализа ниже—среднеордовикских отложений приглинтовой полосы России по обнажениям//Секвенс-стратиграфия нефтегазоносных бассейнов России и стран СНГ. Тез. докл. СПб., 1995. С. 65—66.

Дронов А. В., Иванцов А. Ю. Органогенные постройки в нижнеордовикских карбонатных отложениях окрестностей С.-Петербурга//Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Вып. 1. 1994. № 7. С. 23—30.

Дронов А. В., Саавицкий Ю. В., Цыганова Е. А. Карбонатный ордовик окрестностей С.-Петербурга: стратиграфия дикарей//Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Вып. 3. 1993. № 21. С. 36—42.

Дронов А. В., Федоров П. В. Карбонатный ордовик окрестностей Санкт-Петербурга: стратиграфия желтяков и фризов//Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Вып. 2. 1995. № 14. С. 9—16.

Дронов А. В., Федоров П. В. Новые данные о строении и распространении геккеровых горбов в нижнеордовикских карбонатных отложениях окрестностей С.-Петербурга//Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Вып. 2. 1994. № 14. С. 89—93.

Жмур С. И. Происхождение горючих сланцев ордовика Прибалтийской синеклизы. Сообщение 1: Диктионемовые сланцы//Литология и полезные ископаемые. 1988. № 6. С. 78—86.

Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. Справочное пособие/Под ред. Т. Н. Корень. М.: Наука, 1991. 159 с.

Корень Т. Н., Ганелин В. Г., Гогин И. Я. и др. Биозональный метод и его использование при ГСР-50 и -200 (методические рекомендации). СПб., 1995. 75 с.

Ламанский В. В. Древнейшие слои силурийских отложений России. СПб., 1905. 203 с.

Мюриссеп К. К. Характеристика нижней границы пакерортского горизонта от мыса Пакерорт до реки Сяся//Тр. ин-та геол. АН ЭССР. Т. 3. Таллинн, 1958. С. 55—80.

- Мяньиль Р. М. О состоянии геологического изучения древнего палеозоя в Эстонии//Тр. ин-та геол. АН ЭССР. Т. 5. Таллин, 1960. С. 5—14.
- Мяньиль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллинн: Валгус, 1966. 200 с.
- Мяньиль Р. М. Ордовикская система//Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР. Таллинн, 1958. С. 9—27.
- Мяньиль Р. М., Рыымусокс А. К. Ревизия литостратиграфической схемы расчленения ордовика Северной Эстонии//Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллинн, 1984. С. 52—62.
- Обут А. М., Сенников Н. В., Дмитровская Ю. Е. Ордовикские грантолитовые комплексы Ленинградской области//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 14—20.
- Орвику К. К. О литостратиграфии волховского (VI) и кундаского (VIII) горизонтов нижнего ордовика Эстонии//Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. Т. 5. Таллинн, 1960. С. 45—88.
- Орвику К. К. О гальках в волховском (VI) и кундаском (VIII) горизонтах нижнего ордовика Эстонии//Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. Т. 10. Таллинн, 1962. С. 187—200.
- Попов Л. Е. Динамика разнообразия бентосной фауны на границе кембрия и ордовика на территории Восточно-Европейской платформы и ее обрамления//Стратиграфия. Геологич. корреляция. Т. 1. 1993. № 5. С. 33—38.
- Попов Л. Е., Хазанович К. К., Боровко Н. Г. и др. Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритоносной оболочевой толщи на северо-западе Русской платформы//Тр. МСК СССР. Т. 18. Л.: Наука, 1989. 222 с.
- Попов Л. Е., Корень Т. Н. Эвстатические события и черносланцевая седиментация на границе кембрия и ордовика//Стратиграфия. Геологич. корреляция. Т. 4. 1996. № 5. С. 3—12.
- Практическая стратиграфия. Разработка стратиграфической базы крупномасштабных геологосъемочных работ/Под ред. И. Ф. Никитина, А. И. Жамойды. Л.: Недра, 1984. 319 с.
- Решения межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики 1976 г. с унифицированными стратиграфическими корреляционными таблицами. Л., 1978. С. 1—84.
- Решения межведомственного регионального стратиграфического совещания по ордовику и силуру Восточно-Европейской платформы, 1984 г., с региональными стратиграфическими схемами. Л., 1987.
- Рухин Л. Б. Кембро-ордовикская песчаная толща Ленинградской области//Ученые зап. ЛГУ. Сер. геол.-почв. наук. Вып. 4. 1939. 176 с.
- Рыымусокс А. К. Биостратиграфическое расчленение ордовика Эстонской ССР//Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. Т. 1. 1956. С. 9—29.
- Сейсмостратиграфические исследования в СССР. М.: Наука, 1990.
- Сергеева С. П. Нижнеордовикские конодонты Ленинградской области и их стратиграфическое значение. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук. Л., 1963. 26 с.
- Сергеева С. П. Стратиграфическое распространение конодонтов в нижнем ордовике Ленинградской области//Докл. АН СССР. Т. 146. 1962. № 6. С. 1393—1395.
- Степанов Д. Л., Месежников М. С. Общая стратиграфия. Л.: Недра, 1979. 403 с.
- Стратиграфический кодекс. Изд. 2-е, доп. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 5. С. 3—23.

Шлезингер А. Е. Пояснения и критические замечания к монографии «Сейсмическая стратиграфия»//Сейсмостратиграфические исследования в СССР/Под ред. Б. С. Соколова. М.: Наука, 1990. С. 30—39.

Apollonov, M. Cambrian-Ordovician boundary beds in the USSR//Geological Survey of Canada. 1991. Paper 90—9. P. 33—45.

Baarli, B. G. Benthic Faunal Associations in the Lower Silurian Solvik Formation of the Oslo-Asker Districts, Norway//Lethaia (Oslo), V. 20 (1). 1987. P. 75—90.

Bagnoli, G., Stouge, S. and Tongiorgi, M. Acritarchs and Conodonts from the Cambro-Ordovician Furuhall (Kopingsklint) Section (Oeland, Sweden)//Riv. It. Paleont. Strat. 1988. V. 94. № 2. P. 163—248.

Barnes, C. R. and Fahraeus, I. F. Provinces, communities, and the proposed nekto-benthic habit of Ordovician conodontophorids//Lethaia. 1975. V. 8. № 2. P. 133—149.

Barnes, C. R. Early Ordovician eustatic events in Canada//Aspects of the Ordovician System. Palaeontological Contributions from the University of Oslo/D. I. Bruton, ed. Universitetsforlaget. 1984. № 295. P. 51—63.

Boucot, A. J. Evolution and extinction rate controls. XV. Elsevir. 1975. 427 p.

Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications//Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 57//R. C. Loucks and J. F. Sarg, eds. 1993. P. 545 p.

Cooper, R. A. and Lindholm, K. A precise worldwide correlation of early Ordovician graptolite sequences//Geological Magazine. 1990. V. 27. № 6. P. 497—525.

Dextombes, J., Hollard, H. and Willefert, S. Lower Palaeozoic rocks of Morocco//Lower Palaeozoic of North-West and West-Central Africa/H. Hollard (ed.). 1985. P. 91—336.

Dronov, A. V., Koren, T. N., Popov, L. E. et al. Uppermost Cambrian and Lower Ordovician in Northwestern Russia: sequence stratigraphy, sea level changes and bio-events//Ordovician Odyssey: short papers for the seventh international symposium on the Ordovician System. Published by The Pacific Section Society for Sedimentary Geology (SEPM)/J. D. Cooper, M. L. Droser, S. C. Finney, eds. Fullerton, California, USA. 1995. P. 319—322.

Erdtmann, B. D. Early Ordovician eustatic cycles and their bearing on punctuations in early nematophorid (planctic) graptolite evolution//Global Bio-Events. Lectures Notes in Earth Sciences/O. H. Walliser, ed. 1986. № 8. P. 139—152.

Extinction Events in Earth history//Lecture Notes in Earth Sciences 30/E. G. Kauffman and O. H. Walliser, eds. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 1990. 432 p.

Field Meeting, Estonia 1990. An excursion Guidebook/D. Kaljo and H. Nestor, eds. Tallinn, 1990. 210 p.

Fortey, R. Is the base of the Whiterock Series a suitable global horizon for the base of the Middle Ordovician?//Ordovician News. 1996. № 13. P. 41—46.

Fortey, R. A. Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications//Aspects of the Ordovician System, Palaeontological Contributions from the University of Oslo/D. I. Bruton, ed. № 295. Universitetsforlaget. 1984. P. 37—50.

Global Bioevents//Lecture Notes in Earth History. V. 8/O. H. Walliser, ed. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 1986. 442 p.

Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic//O. H. Walliser, ed. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 1995. P. 333.

Hag, B. U., Hardenbol, J. and Vail, H. R. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and eustatic cycles//SEPM Special Publication. 1988. V. 42. P. 71—108.

Harland, W. B., Cox, A. V., Lewellyn, P. G. et al. Geologic time scale. Cambridge University Press, 1989.

Holmer, L. E., Popov, L. E. and Bassett, M. G. Order Trimerellida (Brachiopoda, Craniformea): origin, radiation and extinction//Six North American Paleontological

Convention, Smithsonian Institution, Washington D. C. June 9—June 12, 1996. Abstracts of Papers/*J. E. Repetski*, ed. Paleontological Society, Special publications, 1996. № 8. P. 175.

Jaanusson, V. Aspects of carbonate sedimentation in the Ordovician of Baltoscandia//*Lethaia*. 1972. V. 6. P. 11—34.

Jaanusson, V. Unterordovizische Illaeniden ans Skandinavien//*Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*. 1957. V. 37. P. 80—165.

Johnson, M. E. and McKerrow, W. S. Sea level and faunal changes during the latest Llandovery and earliest Ludlow (Silurian)//*Historical Biology*. 1991. № 5/ P. 153—169.

Johnson, M. E., Kaljo, D. L. and Rong, J.-Y. Silurian Eustasy//*The Murchison Symposium. Spec. Papers Palaeont./M. G. Bassett, P. D. Lane and D. Edwards*, eds. 1991. № 44. P. 145—163.

Kaljo, D., Heinsalu, H., Mens, K. et al. Cambrian-Ordovician Boundary beds at Tonismagi, Tallinn, North Estonia//*Geological Magazine*. V. 125. № 4. 1988. P. 457—463.

Kauffman, E. G. Concepts and methods of high-resolution event stratigraphy//*Annual Review Earth and Planetary science*. 1988. V. 16. P. 605—654.

Kauffman, E. G. and Hart, M. B. Cretaceous bio-events//*Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic/O. H. Walliser*, ed. 1995. P. 285—312.

Kauffmann, E. G. High-resolution event stratigraphy: regional and global bioevents//*Global Bioevents. Lecture Notes in Earth History/O. H. Walliser*, ed. 1986. № 8. P. 279—335.

Lindholm, R. Hunnebergian graptolites and biostratigraphy in southern Scandinavia//*Lund Publication in Geology*. 1991. № 95. 36 p.

Lindstrom, M. Conodonts from the lowermost Ordovician strata of South-Central Sweden//*Geological Foreningens*. 1955. V. 76. № 479. P. 517—603.

Lindstrom, M. A Lower-Middle Ordovician succession of conodont faunas//*21st Internat. Geol. Congr. Repts*. 1960. № 7. P. 88—96.

Lindstrom, M. The Ordovician climate based on the study of carbonate rocks//*Aspects of the Ordovician System. Palaeontological contributions from the University of Oslo*. 1984. № 295. P. 81—88.

Lindstrom, M. Two Ordovician conodont faunas found with zonal graptolites//*Geol. Foren. Stockholm Forh*. 1957. № 79. P. 161—178.

Lofgren, A. Arenig conodont successions from central Sweden//*Geologiska Foreningens I Stockholm Forhandlingar*. 1993b. V. 115. Pt. 3. P. 193—207.

Lofgren, A. Arenigian and Llanvirnian conodonts from Jamtland, northern Sweden//*Fossils and Strata*. 1978. V. 13. 129 p.

Lofgren, A. Conodonts from the lower Ordovician at Hunneberg, southcentral Sweden//*Geological Magazine*. 1993a. V. 130. № 2. P. 215—232.

Lofgren, A. The middle Lunna/Volkhov Stage (middle Arenig) of Sweden and its conodont fauna//*Geological Magazine*. 1995. V. 132. № 6. P. 693—711.

Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, P. R. and Baum, G. R. Condensed sections: the key to age dating and correlation of continental margin sequences//*SEPM Special Publication*. 1988. V. 42. P. 183—216.

Maletz, J., Rushton, F. W. A. and Lindholm, K. A new Early Ordovician didymograptid, and its bearing on the correlation of the Skiddaw group of England with the Toyen Shales of Scandinavia//*Geological Magazine*. 1991. V. 128. № 4. P. 335—343.

Martinsson, A. The Cambrian of Norden//*Cambrian of the British Isles, Norden, and Spitzbergen/Ch. H. Holland*, ed. London: John Wiley & Sons, 1974. P. 185—283.

Mille, J. F. Cambrian and Early Ordovician Conodonts evolution, biofacies and provincialism//*Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 1984. V. 196. P. 43—68.

Mitchum, R. M. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy//*Seismic Stratigraphy-Applications to*

Hydrocarbon Exploration: Association of Petroleum Geologists Memoir/*C. E. Payton*, ed. 1977. V. 26. P. 205—212.

Mitchum, R. M., Jr. and C. Van Wagoner. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles//*Sedimentary Geology*. 1991. V. 70. N 2/4. Spec. Issue. P. 131—160.

Morrow, J. R., Schindler, E. and Walliser, O. H. Phanerozoic Development of Selected Global Environmental Features//*Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic/O. H. Walliser*, ed. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 1995. P. 53—61.

Nicoll, R. S., Laurie, J. R., Shergold, J. H. and Nielsen, A. T. Preliminary correlation of latest Cambrian to Early Ordovician sea level events in Australia and Scandinavia//*Global Perspectives on Ordovician Geology/B. D. Webby and J. R. Laurie*, eds. Rotterdam: Balkema, 1992. P. 381—394.

Nielsen, A. T. Ecostratigraphy and the recognition of Arenigian (Early Ordovician) sea-level changes//*Global Perspectives on Ordovician Geology/B. D. Webby and J. R. Laurie*, eds. Rotterdam: Balkema, 1992. P. 355—366.

Nielsen, A. T. Intercontinental correlation of the Arenigian (Early Ordovician) based on sequence and ecostratigraphy//*Global Perspectives on Ordovician Geology/B. D. Webby and J. R. Laurie*, eds. Rotterdam: Balkema, 1992. P. 367—379.

Nielsen, A. T. Trilobite systematics, biostratigraphy and palaeoecology of the Lower Ordovician Komstad Limestone and Hyk Formation, Southern Scandinavia. *Bubl. House*. 1995. 374 p.

Nikitin, I. F., Popov, L. E. and Holmer, I. Late Ordovician brachiopod assemblage of Hiberno-Salairian type from Central Kazakhstan//*GFF*. 1966. № 117 (2). P. 83—96.

Odin, G. S. and Fullager. Geological significance of the glauconit facies//*Green marine clays. Developments in sedimentology 45/G. S. Odin*, ed. Elsevier, 1988. P. 295—332.

Odin, G. S. and Matter, A. De glauconiarum origine//*Sedimentology*. 1981. V. 28. № 5. P. 611—641.

Pohler, S. M. I. and Barnes, C. R. Conceptual Models in Conodont Paleocology//*Papers on Conodonts and Ordovician to Triassic Conodont Stratigraphy, ECOS IV, Courier Forschung/Ziegler*, ed. Senckenberg, 1990. V. 118. P. 409—440.

Popov, L. E. and Holmer, I. The revision of the species of *Acrotreta* and related lingulate brachiopods//*Journal Paleontology*. 1994. № 3. P. 433—450.

Posamentier, H. W. and Allen, G. P. Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors//*Sedimentary Geology*, 1993. V. 86. P. 91—109.

Posamentier, H. W. and James, D. P. An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses//*Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 1993. V. 18. P. 3—18.

Rasmussen, J. A. and Stouge, S. Late Arenig — Early Llanvirn conodont biofacies across the Iapetus Ocean//*Ordovician Odyssey: short papers for the seventh international symposium on the Ordovician System. Las Vegas, Nevada*. 1995. P. 443—446.

Raymond, P. The correlation of the Ordovician strata of the Baltic basin with those of Eastern North America//*Bull. Mus. Compar. Zool. at Harvard College*. 1916. V. 56. № 3. P. 43—48.

Rubel, M. On the Distribution of Brachiopods in the Lowermost Llandovery of Estonia//*Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised (Keemia Geoloogia)*. 1970. № 19 (1). P. 69—79.

Sageman, B. B., Kauffman, E. G., Harris, P. J. and Elder, W. P. Cenomanian-Turonian bioevents and ecostratigraphy in the Western Interior Basin: Contrasting scales of local, regional and global events//*Bioevents in Stratigraphy/C. Brett*, ed. 1995. 68 p.

Schmidt, F. Excursion durch Estland//*Guide des excursions du VII Congress Geologique International. XII. St. Petersburg*, 1897. P. 1—21.

Seilacher, A. General remarks about event deposits//*Cyclic and event stratification/ Einsele and Seilacher*, eds. Springer, 1982. P. 161—174.

- Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration//Am. Assoc. petrol. Geol. Memoir/C. E. Payton, ed. 1977. V. 26.
- Sepkoski, J. J. and Koch, C. F. Evaluating Paleontological Data Relating to Bio-events//Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic/O. H. Walliser, ed. 1995. P. 21—34.
- Shergold, J. H. Review of trilobite biofacies distributions at the Cambrian-Ordovician boundary//Geological Magazine. 1988. V. 125. № 4. P. 363—380.
- Sloan, A. Chronology of North American Ordovician trilobite genera//Advances in Ordovician Geology, Geological Survey of Canada. Paper 90—9/C. R. Barnes and S. H. Williams, eds. 1991. P. 165—177.
- Stouge, S. and Bagnoli, G. Early Ordovician Conodonts from Cow Head Peninsula, Western Newfoundland//Paleontologica Italica. 1988. V. 75. № 16. P. 89—178.
- Stouge, S. Conodonts of the Middle Ordovician Table Head Formation, western Newfoundland//Fossils and Strata. 1984. № 16. 145 p.
- Tjernvik, T. E. On the Early Ordovician of Sweden. Stratigraphy and fauna//Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. V. 36. 1956. P. 109—284.
- Tjernvik, T. E. The Lower *Didymograptus* shales of the Flagabro drilling core//Geol. Foren., Forhand. 1960. V. 82. P. 203—217.
- Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Trench, A. et al. A synopsis of Vendian-Permian palaeomagnetic data and their palaeotectonic implications//Earth Science Reviews. Baltica, 1992. V. 33. P. 133—152.
- Vail, P. M., Mitchum, R. M. Jr. and Thompson, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration//Am. Assoc. petrol. Geol. Memoir/C. E. Payton, ed. 1977. V. 26. P. 83—97.
- Van Wagoner, C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M. et al. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions//SEPM Special Publication. 1988. V. 42. P. 39—45.
- Van Wamel, W. A. Conodont biostratigraphy of the Upper Cambrian and Lower Ordovician of North-Western Oland, southeastern Sweden//Utrecht Micropaleontology. 1974. Bull. 10. 126 p.
- Walliser, O. H. How to define «Global Bioevents»//Extinction Events in Earth history. Lecture Notes in Earth Sciences/E. G. Kauffman and O. H. Walliser, ed. 1990. V. 30. P. 1—3.
- Walliser, O. H. Patterns and Causes of Global Events//Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic/O. H. Walliser, ed. 1995a. P. 7—19.
- Walliser, O. H. The Idea of Global Events: A Prologue//Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic/O. H. Walliser, ed. 1995b. P. 1—5.
- Webby, B. D. Global biogeography of Ordovician corals and stromatoporoids//Global Perspectives on Ordovician Geology/B. D. Webby and J. R. Laurie, eds. Rotterdam: Balkema, 1992. P. 261—276.
- Williams, A. Distribution of Brachiopod Assemblages in Relation to Ordovician Paleogeography. Systematics Association Publication (London)//Special Papers in Palaeontology 12, Organisms and Continents Through Time. 1973. V. 9. P. 241—269.
- Williams, A. Distribution of Brachiopod Assemblages in Relation to Ordovician Paleogeography//Systematics Association Publication (London), 9, Special Papers in Palaeontology 12, Organisms and Continents Through Time. 1973. P. 241—269.
- Zalaszewicz, J. A. Graptolites from the type Arenig Series//Geological Magazine. 1986. V. 123. P. 537—544.
- Thorslund, P. and Jaanusson, V. The Cambrian, Ordovician and Silurian in Vaster-Gotland, Narke, Dalarna and Jamtland, central Sweden//Intern. Geol. Congr. 21st. Copenhagen: Guides to Excursions, 1960. A 23. C. 18. P. 1—51.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ. <i>Т. Н. Корень</i>	3
Глава 1. СОБЫТИЙНАЯ СТРАТИГРАФИЯ: СОДЕРЖАНИЕ И МЕТОДИКА	5
1.1. Общие положения. <i>Т. Н. Корень</i>	5
1.2. Биозональный метод. <i>Т. Н. Корень</i>	11
1.3. Экостратиграфический метод. <i>Л. Е. Попов, Т. Н. Корень</i>	13
1.4. Секвенс-стратиграфический метод. <i>А. В. Дронов</i>	14
1.5. Литофациальное моделирование. <i>А. В. Дронов</i>	21
Глава 2. ЦИКЛИЧНОСТЬ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ФАУНЫ В РАННЕОРДОВИКСКОМ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОМ НАЛЕОБАССЕЙНЕ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ	28
2.1. Общая характеристика. <i>А. В. Дронов, Т. Н. Корень, Л. Е. Попов</i>	28
2.2. Региональные и местные стратиграфические подразделения. <i>Л. Е. Попов</i>	29
2.3. Осадочные секвенции. <i>А. В. Дронов</i>	43
2.4. Биозоны. <i>Л. Е. Попов, Т. Ю. Толмачева, Т. Н. Корень</i>	51
2.5. Биофации. <i>Л. Е. Попов, Т. Ю. Толмачева</i>	58
Глава 3. СОБЫТИЙНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ВЫСОКОЙ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ КАК ОСНОВА РЕГИОНАЛЬНОЙ И ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ НИЖНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ	63
3.1. Общая модель седиментации и фациальная зональность. <i>А. В. Дронов, Л. Е. Попов</i>	63
3.2. Реконструкция фациального профиля и построение кривой изменения уровня моря. <i>А. В. Дронов</i>	64
3.3. Динамика развития фауны и биотические события различного ранга. <i>Л. Е. Попов, Т. Н. Корень</i>	70
3.4. Событийные уровни глобальной и региональной корреляции. <i>А. В. Дронов, Т. Н. Корень, Л. Е. Попов, Т. Ю. Толмачева</i>	76
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. <i>Т. Н. Корень, А. В. Дронов</i>	80

А. В. Дронов, Т. Н. Корень, Л. Е. Попов, Т. Ю. Толмачева

Методика событийной стратиграфии в обосновании корреляции региональных стратонов на примере нижнего ордовика Северо-Запада России

Редактор и корректор *Е. И. Ефимова*
Технический редактор *Д. Г. Воробьева*

ЛР № 020704 от 28.01.93

Подписано в печать 20.01.98. Формат 60×90/16. Гарнитура таймс.
Печать офсетная. Усл.-печ. л. 5,5. Уч.-изд. л. 6,2.
Тираж 300 экз. Заказ 1654. Цена договорная.

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт имени А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ):
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74



Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ:
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72