

Подытоживая изложенное, следует отметить, что рассмотренная модель в ряде существенных моментов отличается от высказывавшихся ранее представлений о структуре Уфимского амфитеатра и, в частности, от тех из них, согласно которым на рассматриваемой территории выделялся мощный пакет шарьяжей, содержащих практически все структурные комплексы Уральского разреза [59]. Анализ структуры показывает, что наблюдающиеся соотношения конкретных элементов вполне могут быть интерпретированы иначе. Сказанное в первую очередь относится к так называемому Михайловскому (по К. П. Плюснину), или Нижнесергинскому (по М. А. Камалетдинову) шарьяжу. Подошва этого «шарьяжа», как было показано выше, представляет собой сложно построенный региональный надвиг, который пересекает толщи палеозоя и рифея, постепенно погружается на восток и затухает, сливаясь с поверхностью кристаллического фундамента (Уфимско-Демидский надвиг). Сходным образом можно истолковывать и надвиг Коноваловского увала (подошва Крыласовско-Вильевского шарьяжа К. П. Плюснина, или Бардымского шарьяжа М. А. Камалетдинова). В то же время единицы, которые, без сомнения, должны трактоваться как покровные элементы, располагаются в палеозойском чехле структурно выше крупных пологих разрывов в автохтоне, что находит свое объяснение в гравитационной природе тектонических пластин.

### Глава 3

## ВНУТРЕННИЙ ШЕЛЬФ (ПАЛЕОАВТОХТОН)

В разрезе палеоавтохтона последовательно представлены литоральные и открыто-шельфовые отложения, магнезиальные карбонаты приливо-отливной полосы и битуминозные карбонаты эпиконтинентального бассейна. При характеристике этих образований главный акцент сделан на интерпретации данных, касающихся литологии и корреляции местных литостратиграфических единиц с типовыми подразделениями МСШ. Это обеспечивает возможность сопоставления наиболее важных этапов развития различных областей континентальной окраины.

### ЛИТОРАЛЬНЫЕ И ОТКРЫТО-ШЕЛЬFOVЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Комплекс отложений, отождествляемых с осадками литорали и открытого шельфа, лучше всего изучен в пределах Михайловского блока. Здесь могут быть выделены парагенезы открытого побережья, открытого шельфа и прибрежного илового мелководья. Указанные ассоциации тесно взаимосвязаны в разрезе и по литологии и отражают закономерную смену седиментационных режимов на Михайловском шельфе в течение силура и в самом начале девона.

### Обоснование возраста

Современная схема расчленения силурийских отложений разработана группой уральских исследователей [15] и предполагает выделение ряда литостратиграфических единиц, имеющих ранг «местных слоев». В результате деталь-

ного изучения макрофауны [2, 3, 78, 170; и др.] стало ясно, что они могут рассматриваться в качестве биостратиграфических интерзон, приблизительно соответствующих по объему подразделениям типовой шкалы. Шемахинские слои были сопоставлены с лландоверийским, а воронинские, кубинские и демидские — соответственно с венлокским, лудловским и пржедольским ярусами.

Прибрежно-морские песчаники развиты на нескольких стратиграфических уровнях, но две крупные монотонные толщи они образуют в интервале, отвечающем воронинским и базальной части кубинских слоев. Обе песчаные толщи имеют согласные изохронные границы и повсеместно разделены горизонтом строматопоратово-коралловых известняков. Воронинский фрагмент разреза полно представлен в окрестностях г. Михайловска, по р. Уфе в районе пос. Шемаха и на водоразделе правых притоков р. Демид между устьями рек Крутобережка и Топкая. Надстраиваемая воронинские песчаники кубинская терригенная пачка лучше всего обнажена по берегам Михайловского пруда и в устье р. Куба. Общая мощность интервала с песчаниками около 300 м.

Наиболее прямые сведения о возрасте нижневоронинских песчаников предоставляют данные о групповом и видовом составе кораллов и строматопорат из подстилающих и перекрывающих карбонатных отложений.

Переходный лландоверийско-венлокский комплекс табулят отмечался вблизи кровли шемахинских доломитов (р. Уфа выше устья р. Шемахи [15]). Тем не менее, неоднократно высказывались соображения о возможности сопоставления верхней части шемахинских слоев с низами венлокского яруса (М. В. Шурыгина, корреляционная схема в работе [123]; и др.).

Типично венлокской считается ассоциация строматопорат, фавозитид и тетракораллов, содержащаяся в воронинских известняках [2, 15; и др.]. В нашей коллекции табулят из этой толщи (разрез горы Воронья) Э. Р. Клааманном были определены *Favosites gothlandicus moyeroensis* Sok. et Tes. и *Mesosolenia festiva* (Tchern.).

Возраст терригенной кубинской пачки проблематичен. О возможности отнесения ее к самым верхам нижнего силура свидетельствует присутствие в основании вышележащей карбонатной толщи пахиопориды *Parastriatoropora commutabilis* Klaam. — характерной формы роотсикюлаского региогоризонта Эстонии, датированного по конодонтам стандартной верхневенлокской зоной (подзоной) «sagitta» («sagitta bohemia») [52; и др.]. Таким образом, по положению в разрезе верхневоронинские песчаники могут быть приближенно сопоставлены с верхним венлоком.

Ассоциация открыто-шельфовых карбонатов наиболее полно представлена по берегам Михайловского пруда и в устье р. Куба (опорные разрезы), а также в долинах рек Уфа, Демид и по их притокам.

Древнейший интервал, внутри которого зафиксированы типичные нодулярные известняки (верхняя половина кубинских слоев [171]), содержит фауну, типичную для паадлаского региогоризонта Эстонии [134; и др.]. Диагностическими таксонами являются: атирида *Didymothyris didyma* (Dalm.), тецииды *Thecia swinderniana* (Goldf.) и *Laceripora cribrata* Eichw., строматопората *Clathrodictyon mohicanum* Nestor, телодонт *Phlebolepsis elegans* Pand.

Судя по конодонтовым комплексам, регионярус Паадла [16] и его эквиваленты на о-ве Готланд [218, 219] и в Подолии [32] соответствуют

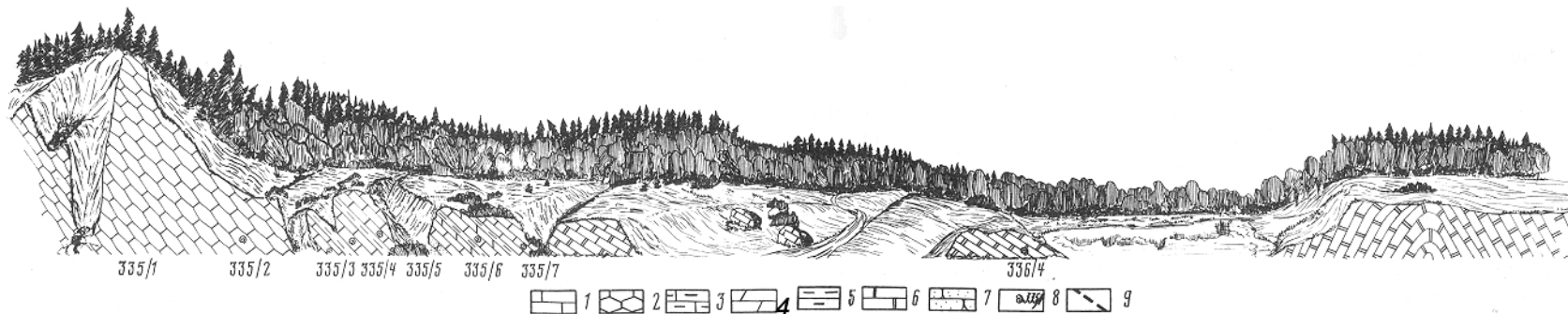


Рис. 15. Разрез силурийско-девонских отложений на северном берегу Михайловского пруда

1 — известняки; 2 — узловатые известняки; 3 — глинистые известняки; 4 — мергели; 5 — глинистые сланцы; 6 — доломиты; 7 — песчаники; 8 — места сборов фауны и номера обнажений; 9 — разрыв

диапазону «crassa» — «siluricus» в стандартной последовательности О. Вализера [254]. Это означает, что и кубинский интервал с нодулярными известняками может быть сопоставлен с горстийским подъярусом (в полном его объеме) и с частью ладфордского подъяруса.

Верхи лудлова (основание конодонтовой зоны «eosteinhornensis») должны находиться в демидских слоях, о чем свидетельствует, в частности, таксономическое сходство раннедемидского комплекса ругоз с комплексом из куресаарского региогоризонта [170, 171]. Это предположение поддерживается также нашей находкой (низы демидской толщи на северном берегу Михайловского пруда) зональной акантоды *Andreolepsis hedei* Gross., распространение которой ограничено верхами паадлаского горизонта [134]. В ассоциации с ней встречены *Nostolepsis striata* Pand., *Gomphonchus sandalensis* (Pand.) и телодонт *Thelodus laevis* (Pand.).

Принадлежность большего по мощности интервала демидских слоев к пржидольскому ярусу обоснована корреляциями с привлечением данных по нескольким группам фауны [37, 171, 45, 170, 3; и др.]. В типовом разрезе из кровли этой толщи (рис. 15, обн. 335/1—335/3) нами были выделены конодонтовые аппараты *Ozarkodina confluens* (Br. et M.), *O. inclinata* (Rhodes) = *O. excavata excavata* Br. et M.) и *Delotaxis elegans* (Wall.) = *Oulodus elegans* (Wall.).

Несколько выше (обн. 335/5), уже в пачке сублиторальных карбонатно-глинистых отложений, зафиксирован типично раннеохковский комплекс раковинной фауны и конодонтов. Диагностическое значение имеют трилобит *Warburgella rugulosa* Alth., атирида *Protathyris praecursor* Kozl. и многоэлементный конодонтовый вид (подвид) *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (Ziegl.). Граница силур — девон должна проводиться либо по подошве этой пачки, либо немного ниже, на уровне точки 335/4, где был обнаружен аппарат *O. excavata wurmi* (Bisch. et Sann.).

#### Песчаные отложения открытого побережья

Для выбора предлагаемой здесь фациальной модели воронинских песчаников имеются соображения общего характера. Во-первых, седиментационные простирания песчаных толщ и всех других фаций Михайловского шельфа

хорошо согласуются между собой. Во-вторых, что, по-видимому, более важно, при анализе вертикальной последовательности обнаруживается тесная связь песчаников с нормально-морскими известняками. Кроме этого, сами песчаники также содержат редкую морскую фауну.

Нижневоронинские песчаники — это обычно субаркозовые арениты. Их минеральный состав (среднее содержание по 16 образцам) выглядит следующим образом (в %): монокристаллический кварц — 53, поликристаллический кварц (в основном обломки кварцитов) — 19, плагиоклазы (преимущественно натровые) — 6, калиевые полевые шпаты — 2, лититовые фрагменты осадочного и метасадочного происхождения — 1, прочие компоненты (хемогенный цемент, матрикс, акцессории) — 19.

В структурном отношении песчаники достаточно зрелые — количество матрикса не превышает 10—12%. Некоторым разностям свойственна отчетливо выраженная бимодальность гранулометрического распределения, но чаще песчаники однородные мелко- и среднезернистые. Степень окатанности зерен варьирует в самых широких пределах.

Спектр осадочных текстур характеризуется разнообразием типов слоистости. Преобладают тонкая параллельная (границы слоев от резких до прерывистых) и волнистая разновидности. Последняя нередко сочетается с быстро выклинивающейся косой слоистостью, для которой типичны прямолinéйные очертания серийных швов. Иногда различимы элементы фазерных и шевронных текстур. Спорадически отмечаются маломощные слои, обладающие градационной сортировкой. На верхних поверхностях напластования зафиксированы ячеистые текстуры, напоминающие знаки остаточной ряби, а также скопления разложенного раковинного материала.

Верхневоронинские песчаники в целом отличаются более широким развитием грубозернистых разностей и отсутствием алевропелитовых прослоев. Среди них чаще обнаруживаются маломощные градационные интервалы с переходами от гравелита к крупнозернистому песчанику. Базальная пачка кубинских слоев имеет уже несколько иной облик. Для нее характерно чередование несортированных песчаников с примесью гравийного материала, пестроокрашенных алевролитов и аргиллитов, песчаных и глинистых известняков с редкими остатками морской фауны.

Следует признать, что в венлокских песчаниках не выявлены признаки, которые могли бы однозначно указывать на какую-либо конкретную обстановку накопления. Тем не менее, наблюдаемые в разрезе литологические вариации и стратиграфические соотношения песчаников позволяют считать, что единственно приемлемой для них является модель открытого прибреж-

ного мелководья [98, 7, 120, 165, 157]. В пределах таких областей осадконакопление контролируется либо волновой активностью, либо приливами. В рассматриваемом случае трудно отдать предпочтение одной из названных возможностей, хотя реальная ситуация могла находиться где-то посередине.

Ввиду отмеченной неопределенности, лучшее, что можно сделать, — это обратиться к анализу вертикальной последовательности. Регрессивный характер нижневоронинских песчаников вполне очевиден, — повсюду они сменяют в разрезе одну и ту же пачку доломитизированных известняков. Четко выражен постепенный переход между этими отложениями: в кровле шемахинских доломитов появляется рассеянная примесь грубого кварцевого материала, а также прослой субаркозов с большим количеством карбонатного (хемогенного) цемента. Вверх по разрезу постепенно исчезают алевропелиты и возрастает роль более грубых осадков. Сходным образом проявлен переход к вышележащим нормально-морским известнякам.

В противоположность этому кубинская терригенная пачка имеет несомненно трансгрессивную природу. Здесь в большом количестве появляются глинистые и карбонатно-глинистые отложения, быстро сменяющиеся затем нодулярными известняками открытого шельфа.

Из этих соображений становится ясно, что формирование прибрежно-морских песчаников отражает регрессивный этап в развитии Михайловского шельфа, этап, который охватывал большую часть венлокского века.

#### Нодулярные известняки открытого шельфа

Наиболее распространенной литофацией в верхнесилурийском интервале являются нодулярные известняки. В сущности именно они определяют облик парагенеза открыто-шельфовых осадков, в который помимо них входят строматопоратово-коралловые биостромы и мелкие биогермы, рассеянные брахиоподовые ракушечники атрипид и атирид, гастроподовые и пентамеридовые (*Conchidium ufinicum* Khod. et M. Vreiv.) банки, обломочные известняки и мергели.

«Нодулярные известняки» — это лишь одно из нескольких названий, которые применяются к таким породам. Они известны также как макрокомковатые, полупетельчатые известняки, комковатые известняки «гребенского типа» и др. Детальные литологические описания и генетические интерпретации можно найти в работах [227, 146, 147; и др.]. Палеоэкология связанных с ними бентосных сообществ рассматривалась многими авторами [134, 144, 133, 222, 223; и др.].

Главными литологическими признаками нодулярных известняков считаются: неравномерное распределение и плохая сортировка зернистых и илистых компонентов, различные вариации комковатых, полукомковатых и волнистослоистых текстур, чередование известняка с неслоистыми мергелистыми «прокладками», интенсивная биотурбация, признаки седиментационных пауз, циклическое строение разрезов, групповое и видовое разнообразие макрофауны. Все эти признаки в полной мере присущи нодулярным известнякам Уфимского амфитеатра.

Формирование этих отложений всегда совпадает с трансгрессивными максимумами и отвечает удаленным от побережий обстановкам с частым чередованием микроседиментационных событий. Несмотря на то, что осадконакопление происходило ниже иловой линии, часто фиксируются следы

подводных размывов и течений, горизонтов твердого дна. Все это хорошо показано на материалах по силурийским бассейнам Восточной Прибалтики [147; и др.], Подолии [102], о-ва Долгого [123]. На изученной территории опорный разрез верхнесилурийской толщи нодулярных известняков детально описан в работе [171].

#### Отложения прибрежного илового мелководья

Переход от открыто-шельфовых известняков к глинисто-карбонатным отложениям литорали происходит постепенно. В опорном разрезе в кровле нодулярных известняков находится пачка (около 5 м) узловато-плитчатых остракодовых биомикритов с тонким прослоем брахиоподового ракушечника, образованного *Howellella parvula* (Tschern. et Yak.). Выше располагается интервал (см. рис. 15, обн. 335/5) ритмичного переслаивания среднеслоистых массивных, плитчатых и листоватых известняков с прослоями сланцеватых аргиллитов. Некоторые разности обогащены органическим веществом и глинистым материалом. По структуре эти породы варьируют от ненасыщенных био(мик)спаритов до чистых микритов. На поверхностях напластования встречаются скопления мелких ребристых брахиопод; отмечены также брахиоподово-остракодовые микроракушечники и единичные пропластки, переполненные мелкими трилобитами. Мощность ритмичной пачки 2,2 м.

Далее следует интервал чередующихся песчаников с мелкой косою слоистостью и алевропелитов. В его кровле имеется пласт (около 2 м) кварцевых песчаников с инвертированным (обратным) градиционным распределением (обн. 335/6). На нем залегает метровая пачка зеленовато-серых «бесструктурных» мергелей с рассеянной примесью крупных окатанных зерен кварца. Выше начинается чередование мергелей, глинистых микритов и аргиллитов. Для мергелей характерны скопления брахиопод, остракод и (реже) филлопод, которые в ряде случаев образуют ракушечники с чешуйчатой

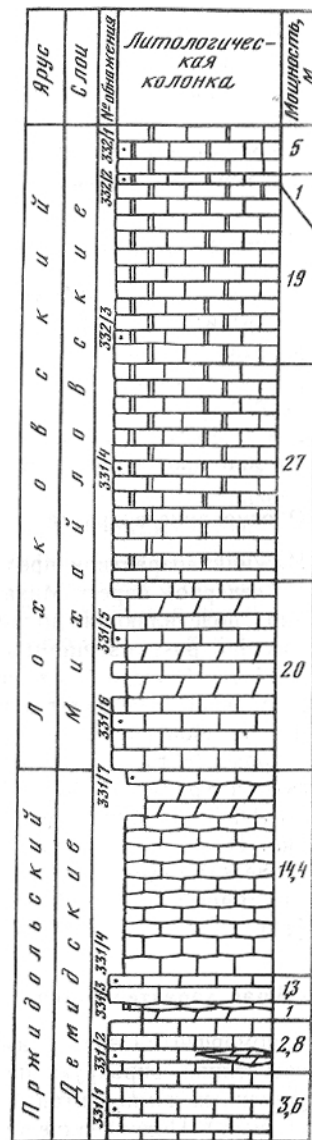


Рис. 16. Разрез силурийско-девонских отложений в районе устья р. Кубы

1 — слоистые известняки; 2 — макрокомковатые известняки; 3 — мергели; 4 — доломитизированные известняки

укладкой створок. Разрез завершается еще одной пачкой микритовых плитняков и аргиллитов, после чего следует переход к толще магнезиальных карбонатов (обн. 335/7). Общий мощность этого разреза — 27 м. Синхронный интервал на р. Кубе (рис. 16) отличается более широким развитием мергелей и биотурбированных известковых илов, а на р. Уфе выше пос. Шемаха — присутствием прослоев и пачек нодулярных известняков и коралловых биогермитов.

Таким образом, в нижнелохковском интервале представлены отложения, типичные для обстановок аккумулятивных литоралей с большим разнообразием седиментационных режимов. Общий облик опорного разреза сильно напоминает комплексы межприливных и сублиторальных фаций, высококачественное описание которых приведено в работе Д. К. Патрунова [123]. Ассоциации изученных им осадков вполне можно считать стандартными для всей Михайловско-Гребенской фациальной зоны.

### МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ КАРБОНАТЫ ПРИЛИВНО-ОТЛИВНОЙ ПОЛОСЫ

Магнезиальные карбонаты слагают значительный по мощности (не менее 300 м) и стратиграфически четко обособленный интервал нижнедевонского разреза палеоавтохтона. Образованная ими толща прослеживается по всему району и лучше всего обнажена в трех надвиговых чешуях на северном берегу Михайловского пруда. Ее наибольшая по объему, существенно доломитовая часть представлена в западной и центральной чешуях; верхи толщи, где преобладают доломитизированные известняки, отмечены в восточной чешуе.

### Обоснование возраста

Нижний возрастной предел формации определяется достаточно надежно. На северном берегу Михайловского пруда (центральная чешуя) в отложениях, подстилающих доломитовую толщу, зафиксирован зональный конодонт *Icriodus postwoschmidtii* Mashk. (Т. В. Машкова, письменное сообщение, 1977 г.). Отсюда становится ясным, что основание толщи должно быть датировано приблизительно серединой раннего лохкова [226; и др.]. Этому не противоречит и то, что в нижней части разреза содержатся комплексы остракод и табулят, характерные для сарайнинского горизонта восточного склона Урала [45, 37, 171; и др.].

Верхняя граница формации устанавливается лишь в первом приближении. Породы ее кровли не могут быть древнее злиховского яруса, о чем свидетельствует находка конодонта *Polygnathus* gr. *linguiformis* Hinde (восточный блок) [40], а также данные по строматопоратам и остракодам [11].

### Общая характеристика

Типоморфными элементами формации являются доломиты и доломитовые известняки, варьирующие по структуре и соотношениям главных и второстепенных компонентов (глинистое и углеродистое вещество, аллотигенная примесь). Подчиненное значение имеют в различной степени доломитизированные органогенные (преимущественно строматопоратозные и остракодовые) известняки, битуминозно-глинистые микриты и мергели. У границ чешуй и в других (более локальных) зонах смятия и дробления развита интенсивная

вторичная доломитизация. В проксимальных разрезах (район устья р. Сикильды, а также структурные скв. 2704 и 2705 на Киргишанском увале) в кровле доломитовой толщи появляется ассоциация ангидрито-глинисто-карбонатных ритмитов [18, 11] — типичных образований верхнеприливной обстановки.

В самих магнезиальных карбонатах также имеется набор признаков, которые обычно рассматриваются как диагностические характеристики обстановок приливных равнин. Хотя ни один из них не может быть безоговорочно связан с какой-либо конкретной обстановкой, отмеченное сочетание достаточно показательно.

Вероятно, единственным доводом, вызывающим меньше всего сомнений, является обнаружение седиментационного и (или) раннедиагенетического доломита с неупорядоченной кристаллической структурой (данные термического и рентгеноструктурного анализов по нескольким десяткам проб). В некоторых образцах вместе с таким доломитом зафиксирован магнезит. Вывод о конседиментной природе доломита сделан благодаря широкому развитию хорошо различимых и довольно разнообразных осадочных структур и текстур. Среди них наиболее типичны слойчатые и волнистые серии, элементы флазерной слоистости, а также согласованные вариации гранулометрии кварцевых и доломитовых зерен.

В числе других признаков приливных обстановок могут быть названы: 1) однообразная угнетенная фауна (главным образом остракоды и амфипоры); 2) ходы зарывающихся организмов, глубоко пронизывающие отдельные слои; 3) наличие биокластов, доломитизированных сильнее, чем вмещающий осадок; 4) трещины усыхания; 5) пустоты в доломите, образовавшиеся в результате селективного выноса наиболее растворимых сульфатных минералов; 6) концентрация алевритового и тонкопесчаного кварцевого материала в кровле отдельных пластов и спорадическое развитие прослоев кварцевых песчаников на доломитовом цементе; 7) устойчивая ассоциация со слойчатыми иловыми карбонатами; 8) неравномерная слоистость и резкие контакты между доломитами и известняками.

Имеется еще один веский аргумент, поддерживающий модель приливной равнины. Это — цикличное строение разреза. Последовательность элементов, образующих циклы, весьма сходна с типовыми регрессивными сериями, для которых обыкновенно предполагается автоциклический механизм. Границы циклов маркируются прослоями и маломощными пачками остракодовых микритов.

Примечательной особенностью, на которой следует остановиться подробнее, является также и то, что в рассматриваемой толще распознается другой вид цикличности, обусловленный внешними (регионально-тектоническими) причинами и известный как аллоцикличность.

### Аллоциклические последовательности

Аллоциклические мотивы распознаются по вариациям состава аллотигенной примеси. Практика подобных исследований основывается на представлении, согласно которому количество и состав терригенного материала, поступающего в древние бассейны карбонатонакопления не оставались постоянными во времени. Отсюда следует, что маркирующие уровни должны быть проявлены последовательной сменой минеральных ассоциаций и (или) изменениями

содержаний аксессуаров. Принято считать, что минеральный состав кислотоустойчивых остатков карбонатов зависит главным образом от источников сноса. В процессе транспортировки происходит дифференциация материала в дистальном направлении. По мере удаления от береговой линии обнаруживается тенденция ко все большей зрелости терригенного материала при одновременном сокращении его количества. Естественно предположить, что наиболее высокие и равномерно распределенные концентрации должны наблюдаться в прибрежных зонах с низкоэнергетическим режимом. Именно к таким зонам относится карбонатная приливно-отливная полоса.

*Фактический материал и методика обработки.* Исходный материал был собран на разрезе, начинающемся у устья Ближнего ключа (Михайловский пруд, западная чешуя). Представительность этого разреза определяется его значительной мощностью (194 м) и отсутствием крупных (с амплитудой в десятки метров) разрывных нарушений. Бороздовые пробы отбирались из каждого метра разреза. Всего было взято около 200 проб. Для выделения нерастворимых остатков использовались пробы весом не менее 1 кг, имеющие четные номера. Пробы с нечетными номерами служили в качестве контрольных. Растворение производилось в соляной кислоте 10%-ной концентрации. Полученные остатки разделялись на тяжелую (более,  $2,9 \text{ г/см}^3$ ) и легкую фракции, после чего проводился количественный минералогический анализ. В отдельных пробах, кроме того, рентгенографическими методами изучался состав глинистой составляющей легкой фракции. Оценка корреляционных связей между весовыми содержаниями всех компонентов осуществлялась посредством частной корреляции с использованием ЭВМ. Химический состав пород определялся атомно-абсорбционным методом по 32 пробам, более или менее равномерно расположенным по разрезу.

*Анализ и интерпретация результатов.* В описываемом разрезе отмечается монотонное чередование известняково-доломитовых ритмов. По химическому составу выделяются собственно доломиты и слабоизвестковистые доломиты (отношение  $\text{Ca/MgO}$  колеблется в пределах от 1,41 до 1,86). Известняки, имеющие резко подчиненное значение, — как правило, доломитовые и слабо-доломитовые (отношение  $\text{CaO/MgO}$  варьирует от 4,25 до 15,6).

Спектр минералов, присутствующих в тяжелой фракции нерастворимого остатка этих пород, весьма широк (рис. 17, см. вкл.). Отмечаются минералы, характерные как для метаморфических, так и для магматических образований. Наиболее широко представлены: циркон, рутил, анатаз, турмалин, корунд, эпидот, цоизит, амфиболы, пироксены, андалузит, гранат. Несколько реже фиксируются сфен, лейкоксен, оливин, дистен и ставролит. Глинистая часть легкой фракции практически целиком состоит из гидрослюда мусковитового типа, как правило, со значительной примесью каолинита. Кроме того, в легкой фракции в ощутимых количествах иногда присутствует терригенный кварц.

Весовые содержания минералов тяжелой фракции распределены по разрезу крайне неравномерно и подвержены значительным колебаниям, но набор этих минералов остается практически неизменным. Исключение составляют лишь титановые минералы, которые в верхней части разреза (после отметки 150 м) почти не встречаются. В разрезе устанавливаются три уровня (интервалы опробования 21—24 м, 71—72 м, 131—132 м), к которым приурочены максимумы весовых содержаний минералов, устойчивых в корях выветривания (циркон, турмалин, титановые минералы, ставролит).

Максимальные значения на один-два порядка (иногда и более) превышают средние величины весовых содержаний этих минералов.

Каждый из трех уровней предваряется резким пиком терригенного кварца, располагающимся на 4—6 м ниже максимума устойчивых минералов. При этом повышенные концентрации кварца отмечаются в относительно маломощных (от 2—3 до 7—8 м) прослоях и пачках доломитовых и слабо-доломитовых известняков, которые характеризуются минимальными значениями общего количества нерастворимого остатка. Кварцевым пикам в свою очередь всегда предшествуют наиболее высокие содержания легкой фракции. Таким образом, для всех трех уровней намечается закономерная триада максимумов, сменяющих один другой снизу вверх по разрезу: максимум содержания нерастворимого остатка (в основном глинистые минералы), максимум терригенного кварца, максимум устойчивых минералов.

Каждая из установленных триад укладывается в интервал разреза мощностью от 10 до 15 м. Следует также указать, что в верхах толщи, где появляются прослои кварцевых песчаников, кварц фиксируется уже в виде постоянно присутствующей примеси, количество которой нарастает вверх по разрезу. Статистическая обработка результатов минералогического анализа показала, что все устойчивые минералы имеют между собой сильную положительную корреляционную связь (значение коэффициентов корреляции — от 0,7 до 0,9). В то же время полностью отсутствует связь между кварцем и всеми другими минералами; значение веса легкой фракции также не коррелируется ни с одной из рассматриваемых величин.

Состав аксессуарных минералов, заключенных в тяжелой фракции, свидетельствует об образовании терригенной примеси в результате размыва и переотложения кор выветривания. Причем наличие сильных корреляционных связей между минералами тяжелой фракции указывает на существование единого источника сноса. Отсутствие же связей между кварцем и остальными минералами может рассматриваться как признак многократного перебива этого кластического компонента, поступавшего в бассейн седиментации из нескольких источников. Периодически усиливавшийся рост поднятий на прилегающей низменной суше обуславливал интенсификацию процессов формирования и разрушения кор выветривания. Эти явления должны были заметно увеличивать привнос аллотигенного материала в прибрежную зону шельфа. Описанные выше триады максимумов весовых содержаний глинистых минералов, кварца и аксессуарных компонентов, очевидно, соответствуют кратковременным всплескам корообразования. В силу регионального характера причин, вызвавших данный эффект, уровни разреза, которые фиксируются по триадам, можно трактовать в качестве «минералогических зон» [247]. Пики содержаний минералов, наиболее стойких к разрушению выветриванием, следует отождествлять с изохронными поверхностями.

Таким образом, в разрезе магниальных карбонатов устанавливаются по меньшей мере три аллоциклические последовательности, обусловленные эпйрогеническими движениями в питающей провинции. В этой связи важно указать на отсутствие такой аллоциклическости в разновозрастных отложениях шельфовой окраины. В частности, данные по синхронному (лохковско-пражскому) интервалу типового разреза Сергинского паравотона (р. Уфа в окрестностях д. Арасланово [38]) не обнаруживают явных черт сходства с только что описанными вариациями в составе аллотигенной примеси. Более того, имеются определенные различия в качественном составе

ассоциации акцессориев в карбонатах приливной равнины и шельфовой окраины. Одной из наиболее выразительных особенностей некарбонатной фазы рифогенных известняков является присутствие в ней гранат-хром-шпинелидовой ассоциации (пражско-зливовский интервал в разрезах по р. Серге на отрезке от Нижнесергинского курорта до пещеры Катникова), отражающей связь с принципиально иными источниками сноса — древними комплексами, известными только в пределах докембрийских ядер централиды. В плане палеотектонических интерпретаций это означает, что необходимо предположить значительную пространственную разобщенность двух разнотипных карбонатных шельфов.

В заключение следует отметить, что модель приливной равнины удовлетворительно согласуется с регионально-палеогеографической ситуацией. В латеральном ряду нижнедевонских регрессивных формаций магнезиальные карбонаты замещают такатинскую фалаховую формацию аллювиальных равнин, развитую на флангах Уфимского амфитеатра. Это подтверждает известную закономерность [157; и др.], в соответствии с которой карбонаты приливно-отливной полосы формируются там, где на побережьях отсутствуют крупные речные дельты.

#### КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАСТОЙНОГО ШЕЛЬФОВОГО БАССЕЙНА

Формация битуминозных известняков постепенно сменяет в разрезе магнезиальные карбонаты приливно-отливной полосы. О чрезвычайно широком площадном развитии этой формации свидетельствует ее присутствие не только в палеоавтохтоне, но и в паравтохтонных элементах. В Сергинской пластине она перекрывает рифогенные известняки позднезливовско-ранне-далейского возраста, отчасти замещая их по простирацию. В Уткинском паравтохтоне битуминозные карбонаты залегают на такатинской фалаховой формации, что характерно для тех районов западного склона Урала, где отсутствуют нижнедевонские рифовые массивы. В таких случаях разрез выглядит как стандартная последовательность монофациальных толщ, которым придется значение регионально-стратиграфических единиц: вязовской (включая ваяншинскую свиту) — койвенский — бийский — афонинский горизонты.

На отрезке г. Нижние Серги — г. Нязепетровск эта последовательность нарушается. Типоморфные фации перечисленных стратиграфических подразделений перемежаются здесь в разрезе и по латерали. Можно не сомневаться, что подобная ситуация каким-то образом связана с двумя главными причинами: существованием на окраине шельфа морфологически выраженного остаточного барьера (погружающаяся рифовая платформа) и сложной топографией дна в «экранированном» мелководном бассейне. Последнее обстоятельство уже само по себе способно создавать застойные обстановки на обширных пространствах шельфа [157].

#### Обоснование возраста

Хроностратиграфический объем формации битуминозных карбонатов определяется на основании корреляции с регионально-стратиграфическими подразделениями, охарактеризованными конодонтами и дакриоконаридами.

Наиболее надежно можно обосновать возраст самых верхних частей разреза, где выделяются эквиваленты афонинского горизонта [11]. В свете новых данных по конодонтам (цит. по [116]) однозначно доказана его принадлежность к стандартным эйфельским зонам «*costatus costatus*», «*australis*», «*cockelianus*» и «*sensis*» (нижняя подзона).

Большой по мощности интервал соответствует, по-видимому, дальнейшему ярусу. Уральскими палеонтологами неоднократно подчеркивалось, что по комплексам строматопорат, кораллов и брахиопод эти отложения сопоставимы с тальтийским горизонтом восточного склона, в котором известны конодонты [86; и др.] и дакриоконариды [63], типичные для терминального дала [62; и др.].

Точная датировка нижней границы формации проблематична. По положению в разрезе и на основании косвенных корреляций [105; и др.] допустимо предположение о том, что базальные пачки битуминозных известняков, содержащих сверхэндемичный комплекс остракод, имеют позднезливовский возраст.

#### Важнейшие литофации

В качестве важнейших литофаций мы рассматриваем остракодовые, амфи-поровые, строматопорато-коралловые, тентакулитовые известняки и брахиоподовые ракушечники. Литология этих отложений изучена еще недостаточно. В сущности, единственной работой, в которой затронуты связанные с этим вопросы, является статья Г. И. Вялухина с соавторами [18].

**Остракодовые известняки.** К типоморфным разновидностям литофации относятся ненасыщенные остракодовые био(пел)микриты и биомикрудиты. Последние нередко образуют неясно очерченные тела ракушечников, сложенных преимущественно нераздробленными и неистертыми (сохраняется тонкая скульптура) раковинами и створками разновозрастных особей. Иными словами, в породе отсутствуют признаки сколько-нибудь значительной сортировки и переноса биокластов.

С ракушечниками тесно взаимосвязаны чистые и неравномерно глинистые пел(интра)микриты, мергели, известковистые и глинистые алевропелиты. Во всех карбонатных разностях присутствуют рассеянные раковины остракод, локализующиеся иногда в виде таксономически гомогенных скоплений. Характерными текстурами являются тонкая слоистость и слойчатость, сочетающаяся с однородными небитурбированными интервалами чистых микритов. Резко подчиненное значение имеют био(пел)спариты и дисмикриты, которые также представляют собой первично пеллетированный известковый ил. Все перечисленные породы пигментированы органическим веществом (в ассоциации с тонкодисперсными сульфидами), но иногда оно концентрируется в микропрослоях, подчеркивая общую микрослойчатую текстуру.

Сверхэндемичный состав остракодового тафоценоза предполагает экстраемальные условия обитания, обусловленные аномальным гидрохимическим режимом. Продукты разложения органического вещества и его аккумуляция в относительно замкнутой водно-илистой среде могли способствовать [180] образованию  $\text{CO}_2$  и, следовательно, контролировать растворение и осаждение  $\text{Ca}(\text{Mg})$ . К подобным аномальным параметрам обстановки в придонном слое, возможно, имеют отношение диагенетические кремни, развитые в виде уплотненно-вытянутых (согласно напластованию) тел толщиной до 15—20 см.

Присутствие остракодовых ракушечников свидетельствует о замедленной седиментации: отмершие особи накапливались быстрее, нежели вмещающий ил. На это же указывает наличие амфиоровых дерновников, рост которых, конечно же, должен был опережать илонакопление. Эпизодическое возрастание энергии среды приводило к локальным размывам и перемешиванию слабо литифицированного осадка (прослои интрамикритов).

Мелководный характер остракодовой литофации не вызывает сомнений. Особенно насыщена этими отложениями проксимальная часть формации. В основании разреза здесь еще фиксируются рецидивы приливных обстановок (чередование с магнезиальными карбонатами), но особенно показательна ассоциация с полукаркасными амфиоровыми, стахиодиевыми и (реже) строматопоратово-коралловыми известняками, заполнитель в которых варьирует по структуре от пеллетированного ила до насыщенного био(мик)-спарита. Амфиоровые разности, рассматриваемые обычно как аналоги дерновников и поселений типа «лугов», являются надежным индикатором крайнего мелководья. О топографической неоднородности дна свидетельствуют, кроме того, спорадически развитые строматопоратозовые и коралловые постройки, формировавшиеся в обстановке умеренно-подвижного мелководья. Форма колоний типична для заиленных биотопов: преобладают фациальноидные и рамозные табулаты и строматопораты с желваковыми, трубчатыми и субсферическими колониями.

Отмеченные особенности весьма диагностичны для мелководных застойных бассейнов, возникающих в начальные фазы крупных трансгрессий.

**Другие литофации.** В верхней части формации имеются еще две характерные литофации — брахиоподовых ракушечников и тентакулитовых известняков. Первая из них представлена грубослоистыми битуминозными биокластитами с банками *Zdimir pseudobaschkiricus* (Tschern); реже встречается *Zd. baschkiricus* (Vern.) Микроскопически это ненасыщенные биомикспариты с примесью пелоидных зерен и водорослевой биокластике. Детрит (в основном мелкий) состоит из фрагментов брахиопод, остракод и криноидей. Брахиоподовые ракушечники взаимосвязаны в разрезе со строматопоратово-коралловыми и остракодовыми известняками и, очевидно, формировались на склонах положительных форм донного мезорельефа в условиях достаточно активной гидродинамики. Здесь могли существовать лишь формы с массивными утяжеленными раковинами, хотя особенности их захоронения (доминируют разрозненные, часто вложенные одна в другую створки преимущественно взрослых особей) подразумевают некоторый перенос и сортировку.

Типично депрессионными образованиями следует считать литофацию тентакулитовых известняков, образованную сильно битуминозными глинистыми микритами, мергелями, алевропелитами и углеродистыми сланцами. Подчиненное значение имеют чистые карбонаты — полидетритовые биоспариты и интрамикриты. Отдельные интервалы изобилуют остатками тентакулитов и стилиолин; иногда отмечаются рассеянные раковины брахиопод. Преобладающий тип текстур — тонкая слоистость и микрослоистость, обусловленные характером распределения глинистого и органического вещества. В грубозернистых разностях иногда различимы ориентированные текстуры и тонкие градационные прослои.

Общий облик литофации типичен для тиховодных зон с застойным режимом. Периодическое усиление энергии среды (штормы, течения) при-

водило к поступлению тонкого терригенного материала и перемешиванию верхнего илистого слоя.

Приведенное краткое описание дает упрощенную картину того, что должно происходить, когда быстрый подъем уровня моря приводит к распространению морского бассейна в глубь континента. Масштабы далейско-эйфельской трансгрессии свидетельствуют о том, что она начинается новый этап в развитии континентальной окраины — этап, в течение которого постепенно стираются различия между седиментационными режимами Михайловского и Сергинского шельфов.

\* \* \*

Анализ данных, касающихся литологии и текстур в стратиграфической последовательности Михайловского шельфа, обеспечивает нас сведениями, необходимыми для того, чтобы проследить эволюцию обстановок на отрезке венлок — эйфель. Если отбросить частности, то главный вывод заключается в том, что в течение указанного времени внутренний шельф дважды испытал понижение и повышение уровня моря.

Не менее важно и то, что эвстатические колебания всякий раз неодинаково запечатлелись в разрезе. Эпоха низкого стояния уровня моря в венлоке проявлена в регрессивной последовательности прибрежно-морских песчанников. Лоховско-зливовская регрессия выражена совсем иначе: в этот период на внутреннем шельфе в обстановках приливной равнины формировались парагенезы магнезиальных карбонатов. Столь же непохожи один на другой парагенезы трансгрессивных эпох — лудовско-пржидольской и далейско-эйфельской. Первая из них характеризовалась стабильными условиями и развитием «панрегиональной» фации нодулярных известняков — типичных открыто-шельфовых осадков позднесилурийских бассейнов Восточной Европы. Отличительная черта далейско-эйфельской трансгрессии — широкое развитие застойных обстановок. Этот этап отмечает постепенное распространение морского бассейна во внутренние части континента. Михайловский шельф при этом, очевидно, перестал существовать как самостоятельная палеогеографическая единица, превратившись в часть обширного эпиконтинентального бассейна.

Если крупные изменения в вертикальном разрезе могут быть объяснены эвстатическими колебаниями, то многопорядковая цикличность, в какой-то мере свойственная каждому из охарактеризованных интервалов, контролировалась другими факторами. Примером этого служат аллоциклические мотивы, установленные в магнезиальных карбонатах лоховско-зливовского возраста.