

выми песками широкое развитие имеют пески с хемогенным карбонатным цементом. Практически отсутствуют галечники и крупнозернистые песчаники. Все это свидетельствует о том, что в течение ранне- и среднекарадокского времени происходило постепенное углубление бассейна, сопровождавшееся расширением области молодого структурного шельфа. Глинистый материал был уже не в состоянии преодолеть полосу морского мелководья и осаждался в перитовой зоне внутреннего и среднего шельфа. Местами, очевидно, могли существовать обстановки биогенного карбоната накопления (прослой светлого окрашенных мраморизованных известняков). В целом малыгинская песчано-сланцевая формация знаменует собой переход к стадии приподнятой континентальной окраины с отчетливо выраженным материковым склоном. Вместе с тем отложения батинального комплекса в среднем ордовике еще не получили сколько-нибудь значительного развития. Это не позволяет объединять типично шельфовые осадки малыгинской формации с более поздними образованиями шельфового ряда.

Заложению батинальных зон зилаиро-лемвинского типа предшествовал рифтовый вулканизм [27]. На территории центральной части Уфимского амфитеатра к классу собственно рифтогенных образований предлагается относить щелочной липаритовой комплекс Верхнесергинского и восточной части Нязепетровского районов, а также нижнесергинский туфито-диабазовый комплекс Нижнесергинского района (центральная зона, элемент d2).

Пространственно разобщенные поля кислых вулканитов с щелочным уклоном, развитые в палеоавтохтоне внутренней зоны, с наибольшей детальностью охарактеризованы в работе И. Л. Лучинина [70]. Самым крупным и лучше всего изученным является поле существенно калневых липаритов, находящееся в 15 км к северо-востоку от г. Нязепетровска. В составе комплекса здесь описаны покровные, жерловые и субвулканические фации, пересеченные дайками диабазов. Покровные фации сложены фельзит-порфирами и кварцевыми порфирами. Реже отмечаются флюидалные псефитовые и псаммитовые литокристаллокластические туфы, игнимбритоподобные туфы и кластолавы. Мощности покровов — от нескольких десятков до первых сотен метров. Внутри покровов развиты штокообразные тела. По скоплениям крупнообломочных пирокластов и по центриклинально падающей флюидалности они идентифицируются как жерловые фации. Петрографически и петрохимически тождественные эффузивам фельзиты, кварцевые порфиры и их кластолавы слагают крутопадающие плитообразные субвулканические интрузии. Сведения о времени формирования комплекса противоречивы. Согласно единичным изотопным определениям (K-Ar), возраст нязепетровских кварцевых порфиров оценивается в 565 млн. лет [22]. По положению же в разрезе и по условиям залегания временной объем комплекса охватывает в первом приближении поздний кембрий — средний ордовик.

Западное обрамление

Ороавтохтон внешней зоны образован флишоидной формацией среднего карбона — нижнего сакмара и нижней молассой верхнего сакмара — кунгура (табл. 2). Стратиграфия, литология и обстановки накопления этих отложений охарактеризованы в работах В. Д. Наливкина [80, 81], Г. А. Смирнова [126], Б. И. Чувашова [161—163], Г. А. Мизенса [73—76] и др.

Флишоидная формация является возрастным аналогом флишевой фор-

мации Южного Урала, но отличается от нее существенно меньшей (1—2 км) мощностью, не столь отчетливо выраженной ритмичностью, сравнительно широким развитием карбонатных пород, наличием целого ряда несогласий.

Нижняя моласса, отделенная от флишоидной формации предстерлитамакским несогласием, имеет общую мощность 2—3 км. В ее составе отмечаются фации прибрежно-морской (волноприбойной) зоны (песчаники, алевролиты, конгломераты) и зоны вдольбереговых течений (переслаивающиеся песчаники и алевролиты с ориентированными текстурами).

В пределах рассматриваемого сегмента верхнекунгурская часть (кремнистые конгломераты и брекчии чеботаевской свиты) нижней молассы слагает неоавтохтон (элемент е).

Глава 2

СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ

ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРУКТУРЕ

Тектоническое строение Уфимского амфитеатра на протяжении многих десятилетий являлось предметом острых дискуссий. Ниже охарактеризованы три основные модели, к которым в сущности могут быть сведены все высказывавшиеся до сих пор точки зрения на структуру центральной части Уфимского амфитеатра.

Складчато-блоковая модель

Первые представления о структуре Уфимского амфитеатра как об области развития нормальных складок, осложненных продольными сбросами большой амплитуды, высказаны в конце прошлого века Ф. Н. Чернышевым и А. А. Штукенбергом. В эти же годы многие исследователи (В. В. Никитин, Л. Дюпарк и Л. Мразек, Н. К. Высоцкий и др.) пришли к выводу о том, что дислокации западного склона становятся все более интенсивными при приближении к Уральскому водоразделу по мере выхода на поверхность все более древних толщ. Простые и пологие «синклиналы» и «антиклиналы» сменяются крутыми, сильно сжатыми и опрокинутыми складками. И. И. Мархилевич [71], изучивший в 1914—1916 гг. восточную часть бывшего Сергинского округа, отмечал, что метаморфические породы образуют крупную опрокинутую на запад складку с размытым сводом. Примыкающие с запада более молодые осадочные толщи составляют косую складку с постепенным переходом от опрокинутого залегания пластов к нормальному их падению на запад. Кроме того, И. И. Мархилевич указывал на существование осложняющих складки сбросов и сбросо-сдвигов.

В конце 40-х и в 50-е годы представления о складчато-блоковом строении Уфимского амфитеатра являлись господствующими. Все отложения, слагающие палеозойский разрез, считались автохтонными, а пространственная сближенность разновозрастных толщ объяснялась [33, 21, 159, 125] сложным сочетанием герцинских структур с догерцинскими, а также влиянием позднекаледонских несогласий. Другой вариант складчато-блоковой модели

был выдвинут В. Г. Варгановым [9]. По его мнению, центральная часть амфитеатра разделена субвертикальными разрывами на ряд меридиональных структурных зон (блоков) и в целом представляет собой сложный ступенчатый горст, наклоненный на запад. Общим признаком этих зон В. Г. Варганов считает непрерывность разрезов внутри каждой из них, формирование же самих зон он связывает с орогеническими движениями герцинского цикла. В результате была создана складчатая структура с разрывами типа надвигов. Впоследствии (в конце мезозоя и в неоген-четвертичное время) тектонические движения приобрели характер медленных и неравномерных колебаний отдельных блоков. Благодаря этому различные структурные блоки не в одинаковой степени подвергались эрозии и поэтому имеют разные денудационные срезы.

Складчато-блоковая модель строения Уфимского амфитеатра нашла отражение на всех средне- и мелкомасштабных картах, составленных в 50—60-е годы. Так, на Тектонической схеме Урала [26] структура этой территории рассматривается как система моноклинориев; важными элементами признаются, кроме того, зоны глубинных разломов, с которыми в ряде случаев связываются интрузии основных и ультраосновных пород. Площади развития ордовикско-нижнедевонских отложений трактуются как поднятые блоки, ограниченные крутыми разрывами.

В последние годы идея о складчато-блоковом строении Уфимского амфитеатра в значительной мере трансформировалась в сторону сближения со складчато-надвиговой и отчасти шарьяжно-складчатой моделями [10]. Тем не менее надвигам и покровам по-прежнему отводится второстепенная роль, а общая структура региона и его тектоническая эволюция трактуются с фиксированных позиций [12,13].

Складчато-надвиговая модель

Трактовка структуры западного склона в качестве области со складчато-надвиговым строением восходит к представлениям М. М. Тетяева, который еще в 1912 г. рассматривал Урал как сложный всеорообразный антиклинорий с опрокинутыми крыльями, осложненными складками и надвигами [23]. Спустя десятилетие, А. Н. Заварицкий [42] по-новому истолковал тектонику 139-го листа десятиверстной карты Ф. Н. Чернышева и высказал убеждение в том, что важнейшими элементами структуры западного склона являются опрокинутые изоклиналильные складки и связанные с ними сбросы и надвиги. Мнение А. Н. Заварицкого нашло широкую поддержку среди уральских геологов и впоследствии было подтверждено результатами региональных исследований. В 30-е годы представления о складчато-надвиговом строении Уфимского амфитеатра конкурировали с идеей о шарьяжно-складчатой структуре этого района и уже к началу 40-х годов стали общепринятыми. Они изложены в первых сводках по тектонике Урала [82].

Б. В. Наливкин, изучавший в 1935 г. участок в широтном течении р. Уфы (окрестности г. Нязепетровска), пришел к следующим выводам [79].

1. Складки и ассоциирующие с ними разрывы обусловлены движением масс с востока и сформировались в уральскую фазу складчатости.

2. Выделяются два региональных надвига (судя по описанию Б. В. Наливкина, — избросо-надвиги), к которым прибавляются многочисленные местные надвиги (с амплитудами от первых сотен метров до 1—1,5 км),

имеющие характер тектонических чешуй. Один из региональных надвигов совпадает с западной границей метаморфических пород центральной зоны Урала. По другому — образования бардымской свиты и среднепалеозойские известняки соприкасаются с терригенными отложениями верхнего палеозоя. Иногда к этому контакту бывают приурочены мелкие тела озмеевикопановых пироксенитов.

3. В районе отсутствуют структуры типа наволока (шарьяжа).

С наибольшей полнотой складчато-надвиговая модель отражена в работе Е. А. Кузнецова [67] на примере пересечения пос. Бисерть — пос. Билимбай. Им дано подробное описание целого ряда конкретных структур и сделан вывод о том, что общая напряженность структуры находится в зависимости от расстояния до Уфимского плато, где, как он считал, располагается погребенный выступ кристаллического фундамента («подземный горст» А. П. Карпинского). Последовательность главных тектонических зон, выделявшихся Е. А. Кузнецовым на западном склоне Среднего Урала, нарушалась в центральной части Уфимского амфитеатра. Здесь между зоной пологоскладчатого верхнего палеозоя и «угленосной полосой» располагается площадь развития пород бардымской свиты. Наиболее вероятной причиной этого было признано несогласное налегание верхнего палеозоя на все более древние образования и последующая деформация с развитием надвигов. Не исключалась, кроме того, возможность существования на отрезке д. Киргишаны — д. Шаня шарьяжного перекрытия. Южное продолжение полосы выходов бардымской свиты, между г. Нижние Серги и Нязепетровском, интерпретировалось как антиклинальный вал. Описывая характер тектонических дислокаций, Е. А. Кузнецов отмечал, что верхнепалеозойские отложения деформированы значительно сильнее, чем на севере Среднего Урала; породы нижнего и среднего палеозоя смяты в узкие изоклиналильные складки, осложненные чешуйчатыми надвигами; границами всех тектонических зон служат крупные пологие разрывы. Для объяснения сложной структуры Уфимского амфитеатра Е. А. Кузнецовым наряду с представлениями о надвиговых нарушениях различного масштаба привлекалась также идея о наличии в этом районе проявлений нескольких эпох складчатости.

Некоторые недостатки, присущие построениям Е. А. Кузнецова, в настоящее время очевидны. Но очевидно также и то, что в значительной мере они были обусловлены несовершенством использовавшейся им стратиграфической схемы, практически отсутствием данных бурения и геофизики. В целом же Е. А. Кузнецов смог достаточно верно интерпретировать тектонику изученной территории, и многие из описанных им структурных взаимоотношений впоследствии были подтверждены новым фактическим материалом.

Несмотря на то что в дальнейшем надвиговые дислокации в той или иной мере отмечались всеми исследователями района, складчато-надвиговая модель его строения не получала со времени работы Е. А. Кузнецова полного освещения. Это, по-видимому, можно объяснить тем, что дискуссия относительно общей структуры Уфимского амфитеатра почти всегда велась с крайних позиций: признавались варианты либо складчато-блоковой, либо покровно-складчатой моделей.

Для примыкающих к Уфимскому амфитеатру районов Южного Урала складчато-надвиговый характер структуры был обоснован Г. С. Сенченко [121].

Г. Н. Фредерикс, первым высказавший идею о шарьяжном строении Урала, рассматривал всю его открытую часть в качестве гигантского чешуйчатого покрова, надвинутого с востока на пермский автохтон. Дугообразный изгиб структур Уфимского амфитеатра этот исследователь связывал с существованием здесь поперечного антиклинального «вздутия», в ядре которого тектонические покровы оказались размытыми и на поверхность были выведены автохтонные породы перми [150, 151]. Более подробно покровная структура центральной части Уфимского амфитеатра охарактеризована О. Ф. Нейман-Пермяковой [88—90] и Г. И. Кириченко [61].

В Нижнесергинском районе О. Ф. Нейман-Пермякова выделяла три крупные тектонические пластины, последовательно надвинутые одна на другую в северо-западном направлении. В качестве западной пластины рассматривались известняки силура и девона, перекрывающие верхнепалеозойский автохтон; в качестве центральной — вулканогенно-осадочные и осадочные образования ордовика—силура, объединенные в бардымскую свиту, и, наконец, в состав восточной пластины включались породы свиты «М». О. Ф. Нейман-Пермякова приводила ряд фактов, подтверждавших, по ее мнению, альпийский характер структуры района и среди них — случаи налегания среднего девона на верхний палеозой, наличие тектонических окон в поле развития аллохтонов, присутствие милонитовой брекчии во фронтальных частях надвигов и т. д. Она указывала также, что в Нижнесергинском районе имеются следы трех орогенических фаз: тагонской, астурийской и заальской. Не останавливаясь в деталях на тектонических построениях О. Ф. Нейман-Пермяковой, отметим, что ее взгляды нашли отражение практически во всех более поздних вариантах шарьяжно-складчатой модели. В частности, в настоящее время очень похоже трактует структуру этой территории Г. А. Смирнов [127, 130].

Исследования Г. И. Кириченко были сосредоточены на более ограниченной площади, в окрестностях г. Михайловска. Здесь им выделялись три тектонические чешуи, надвинутые одна на другую и в совокупности отвечающие западной пластине О. Ф. Нейман-Пермяковой. Западная чешуя сложена известняками, которые Г. И. Кириченко отнес к франскому ярусу. Эти породы тектонически перекрывают автохтонные отложения карбона и, возможно, нижней перми. Центральная чешуя, имеющая гораздо большую амплитуду перемещения, образована породами верхнего силура и нижнего девона (в современном понимании эта часть разреза соответствует ландовери—эйфелю). Восточная чешуя выражена в виде отдельных «лоскутов» и экзотических скал древних палеозойских песчаников и кварцитов, которые залегают на отложениях различного возраста и сохранились только на водораздельных пространствах к западу от р. Уфы. Зона крупного надвига, ограничивающая район развития аллохтонных образований, проводилась Г. И. Кириченко по долине р. Уфы. Расположенные западнее каменноугольные породы автохтона находятся, по его мнению, в опрокинутом залегании и местами обнаруживают интенсивную складчатость второстепенного порядка; отложения нижней перми дислоцированы слабо и собраны в широкие спокойные складки.

Надо признать, что в те годы, о которых идет речь, сторонники шарьяжной модели еще не имели неопровержимых доказательств справедливости

своей точки зрения. Их построения, несмотря на всю логичность, базировались на интерпретации косвенных геологических данных и на материалах полевых исследований, которые допускали неоднозначную трактовку наблюдающихся взаимоотношений. Кроме того, в своих региональных обобщениях приверженцы идеи покровного строения допустили (правда, за пределами амфитеатра) ряд серьезных ошибок, главным образом стратиграфического характера. Последнее обстоятельство в немалой степени дискредитировало развиваемые «написистами» представления и выработало у большинства геологов резко отрицательное к ним отношение. После острой научной дискуссии начала 40-х годов взгляды сторонников шарьяжной структуры были признаны несостоятельными.

На протяжении двух последующих десятилетий представления о покровном строении Уфимского амфитеатра не высказывались. В начале 60-х годов они стали вновь завоевывать казалось бы навсегда утраченную популярность. Вслед за первыми публикациями М. А. Камалетдинова [53, 54] появились работы, в которых доказывалось широкое развитие покровных элементов в структуре региона [99, 55, 118, 119].

К. П. Плюснин, рассматривая структуру западного склона Северного и Среднего Урала, выделял в Уфимском амфитеатре Михайловский и Нижнесергинский шарьяжи. Первый из них, согласно К. П. Плюснину, является южным продолжением Чусовского шарьяжа и представляет собой тектоническую зону пологих надвигов, по которым среднекаменноугольные породы надвинуты на нижнепермские. Нижнесергинский шарьяж расположен восточнее. В его аллохтоне находятся отложения ордовика, силура, а также нижнего и среднего девона; в автохтоне залегают нижнекаменноугольные и верхнедевонские образования. Амплитуда перемещения по Нижнесергинскому шарьяжу превышает 25 км. К востоку от него на схеме К. П. Плюснина показан еще один шарьяж (Крыласовско-Вильвенский), в аллохтоне которого на широте Уфимского амфитеатра залегают преимущественно нижнепалеозойские породы. Время становления перечисленных шарьяжей — посленижнепермское. На основании анализа характера дислокаций в аллохтонных чешуях К. П. Плюснинным сделан вывод о том, что основной динамической обстановкой, в которой происходило их формирование, было тангенциальное сжатие. Подчеркивается также сопряженность шарьяжей с системой Дегтярских сдвигов и связь с глубинной тектоникой; не исключается при этом и возможность образования гравитационных покровов.

В последующих работах [100, 101], помимо сведений о характере местных признаков шарьяжей в Нижнесергинском районе, приводились данные, которые, по мнению автора, указывают на большую кинематическую активность нижепалеозойских толщ по сравнению с вышележащими в процессе формирования шарьяжной структуры. Таким образом, было сделано весьма важное для геодинамических интерпретаций предположение о том, что покровная тектоника западного склона Урала связана с поддвигом кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы под складчатое сооружение.

Более подробно тектоническое строение Уфимского амфитеатра обсуждалось в серии публикаций М. А. Камалетдинова [55—58 и др.]. Общая структура этого региона (по кровле рифейско-вендского основания) трактуется им [55] как крупный прогиб, разделяющий Среднеуральское (Квар-

Таблица 3

Примерные соотношения основных структурных элементов центральной зоны и ее обрамления (публикации последнего десятилетия)

Данная работа	А.Е. Живкович, П.А. Чехович [39]	А.Е. Живкович [35]	М.А. Камалетдинов [56—58]	В.Г. Варганов [13]		
Палеоавтохтон внутренней зоны (элемент а1)		Палеоавтохтон внутренней зоны	Бардымская шарьяжная пластина	Северное окончание Уфалейского антиклинория, южное окончание Уловско-Билимбаевского моноклинория, восточная часть Бардымского синклинория		
Атигский блок палеоавтохтона (а1)	Атигско-Листвянская антиклиналь (автохтон)		Нижнесергинская шарьяжная пластина	Михайловский блок Сергинско-Михайлов- ского моноклинория	Ненарушенная складчато-надвиговыми дислокациями Атигская периклиналь	
Михайловский блок палеоавтохтона (а1)	Михайловский блок (автохтон)				Михайловская чешуя западного (Михайловско- Сергинского) крыла	Осложненная складко-надвиговыми моноклиналь
Субавтохтонные чешуи нижнекаменноугольных известняков у западного края Михайловского блока		Надвиговые чешуи нижнекаменноугольных известняков	Демидовская шарьяжная пластина (раннекаменноугольный барьерный риф)	Восточный край Иволжско- Уфимской складчатой зоны; чешуи нижнекаменноугольны обломочных известняковых брекчий (олистострома)		
Сергинский паравтохтон (включая Цыбихинский блок) — элемент з1	Сергинский блок и Цыбихинский блок-отторженец (автохтон)		Нижнесергинская шарьяжная пластина	Сергинско-Михайловский моноклинорий	Моноклиналь Сергинского блока	
Каменско—Демидский паравтохтон (з2)	Каменско-Демидская субавтохтонная зона	Каменско-Демидский паравтохтон			Михайловская чешуя	Михайловский блок западнее Киргишанского покрова и под ним
Паравтохтонные чешуи в окрестностях Нижнесергинского куророта (з2)	Нижнесергинский субавтохтон	Арьергардные звенья Каменско-Демидского паравтохтона			Сергинская чешуя	Синклинальная структу- ра, осложненная складка- ми и надвигами и принадлежащая Сергинскому блоку

Уткинский паравтохтон (з3)		Уткинская “наложенная” структура	Уткинский паравтохтон		Демидовская и Карантауская шарьяжные пластины		Южное окончание Кизиловско-Дружининской складчатой зоны	
Эрозионный останец Уткинского паравтохтона у п. Атиг		Атигский субавтохтон	Атигский бескорневой блок (паравтохтон)		Нижнесергинский шарьяж	Дружининское крыло (южная часть)	Сергинский блок	
Паравтохтонные пластины в бассейне р. Суроям (з4)			Паравтохтонные пластины в бассейне р. Суроям					
Бардымо-Киргишанский покров	Нижняя пластина (з3)	Бардымский автохтон (южнее г. Нижние Серги)		Бардымо-Киргишанский покров	нижняя пластина	Нязепетровская шарьяжная пластина	Киргишанский шарьяж и западная часть Бардымского синклинория	
	Нижнесергинский меланж (з2)	Нижнесергинско-Киргишанский и Верхнеуткинский покровы					верхняя пластина	Нижнесергинский паравтохтон (частично)
	верхняя пластина (з1)							Тектонический покров увала г. Аптечной
Полуденнобардымский офиолитовый покров (з4)		Полуденнобардымский покров					Центральная часть Бардымского синклинория с протрузиями, штоками и силлами гипербазитов в зоне Бардымского глубинного разлома	
Неоавтохтон (чеботаевская свита, кунгурский ярус) —элемент е				Неоавтохтон			Континентальные наземные кварцито-кремнистые конгломерато-брекчии триасового возраста	
Ороавтохтон внешней зоны (з2)				Ороавтохтон внешней зоны		Карантауская шарьяжная пластина и автохтон (нижнепермская морская моласса)	Иволжско-Уфимская складчатая зона (молассы среднего карбона—нижней перми)	

кушское) и Башкирское поднятия и раскрывающийся в сторону Юрюзано-Сылвенской депрессии. Центральная, наиболее погруженная, часть амфитеатра перекрыта мощным пакетом шарьяжных пластин. В многократное шарьирование были вовлечены практически все структурные комплексы уральского разреза — от образований кристаллического фундамента (Тараташская аллохтонная структура [59]) до позднепалеозойского флиша (Карантауский покров). Автохтоном для нижних элементов шарьяжного пакета служат нижнепермские молассы.

В пределах рассматриваемой территории М. А. Камалетдиновым с соавторами [57, 58] выделяются три самостоятельные синформные пластины, вложенные одна в другую. Верхняя, Нязепетровская, пластина (включает и эрозионный останец Киргишанского увала) образована эвгеосинклинальным комплексом пород с датировками от среднего ордовика до среднего девона включительно. Южнее г. Нижние Серги аллохтон разделяется на три крупные субмеридиональные чешуи. Между восточной и западной чешуями развита зона дробления и милонитизации шириной до 1,5—2 км, внутри которой локализованы тела серпентинизированных ультрабазитов позднепротерозойского возраста. Амплитуда Нязепетровского шарьяжа составляет не менее 100 км. Нижнесергинская пластина с амплитудой 50—70 км подстилает и обрамляет Нязепетровскую пластину. В ее сложении участвуют типично многоэосинклинальные отложения нижнего силура — верхнего девона и флиш зилайской серии (фаменский интервал). Тектонической постелью являются субплатформенные карбонаты нижнего карбона (фрагментарно развитая Демидовская пластина) и средне-каменноугольные флишониды (Карантауский покров). Величина горизонтального перемещения этих шарьяжей оценивается в 25—40 км.

Построения М. А. Камалетдинова и его соавторов, исходящие из вполне определенной концептуальной модели, применительно к рассматриваемой территории [57, 58] представляют собой главным образом результат тщательно проведенной и хорошо осмысленной компиляции данных геологического картирования, геофизики, структурного и поискового бурения (материалы ПГО «Уралгеология»), а также сведений, приводившихся в различных публикациях. Тем не менее тектоническая схема М. А. Камалетдинова, помимо далеко не очевидных структурных интерпретаций, содержит довольно существенные неточности в анализе фациальной природы отдельных единиц регионального разреза.

Соотношения структурных элементов, фигурирующих в схемах различных авторов, с элементами, выделяемыми в этой работе, приведены в табл. 3.

Завершая обзор основных представлений о структуре Уфимского амфитеатра, важно подчеркнуть, что существование здесь надвигов и тектонических покровов сейчас уже не может вызывать сомнений. Как было указано выше, это обусловило полный отказ от наиболее ортодоксальных вариантов складчато-блоковой гипотезы. Становится достаточно очевидным, что любая конструктивная модель должна учитывать сложное многообразие складчато-надвиговых и покровных дислокаций. Представляется весьма важным решить вопрос о том, какую трактовку следует придавать самим покровам внешней складчатой зоны — считать ли их крупными чешуями, уходящими на глубину и непосредственно связанными с глубинными частями складчатого сооружения, или же рассматривать их в качестве «эпидермальных» структур, формировавшихся на верхних уровнях.

ГРАНИЦЫ ЗОНЫ И ВАЖНЕЙШИЕ РАЗРЫВЫ

Субмеридиональный Уфимско-Демидский (Михайловский) региональный надвиг (разрыв 1 на рис. 2) отделяет центральную зону экстернид от внешней. Наиболее отчетливо он выражен на отрезке между г. Нижние Серги и районом устья р. Табуски, где у поверхности по нему соприкасаются различные стратиграфические единицы силура — среднего девона (палеоавтохтон центральной зоны) и карбона (оравтохтон внешней зоны). Амплитуда горизонтального перекрытия составляет здесь не менее 5 км. Главный сместитель разрыва падает на восток под углом 30—35° и осложнен ответвляющимися от него более мелкими надвигами, по которым из-под основной поверхности разрыва выдвинуты небольшие пластины нижнекаменноугольных известняков. Севернее широты г. Нижние Серги надвиг выражен в виде сложной системы пологих разрывов, которые пересекают толщи палеоавтохтона и рифейско-вендского основания, но не всегда выходят на поверхность. На глубине 4—4,5 км эти нарушения постепенно выполаживаются, переходя в срывы по кристаллическому фундаменту. К северу от широты д. Киргишаны надвиг, скрытый здесь под тектоническими покровами, отклоняется в северо-восточном направлении и сливается затем с надвиговой системой р. Чусовой.

Восточная граница центральной зоны также обычно интерпретируется как надвиг («надвиг Коноваловского увала»; разрыв 2). Пологое падение его сместителя наиболее достоверно установлено южнее г. Нязепетровска, где из-под отложений нижнего палеозоя выходят породы зилайской серии [118]. В целом же для него характерны более крутые (обычно около 60°) падения сместителя, чем для Уфимско-Демидского надвига, вследствие чего разрыв Коноваловского увала именуется далее взбросо-надвигом. На севере рассматриваемой территории палеоавтохтон внутренней зоны надвинут по этому разрыву на паравтохтонный элемент *г3* (Уткинский паравтохтон), а южнее — на Атигский блок палеоавтохтона и Цыбихинский блок паравтохтона *г1*. Далее к югу, на отрезке пос. Верхние Серги — г. Нязепетровск палеоавтохтон внутренней зоны надвинут на аллохтонные элементы *д1* и *д4*.

Надвиговая амплитуда Уфимско-Демидского разрыва скомпенсирована в диагональных сдвигах. Юго-западнее г. Нижние Серги правый сдвиг (разрыв 3) разделяет различные блоки палеоавтохтона и затрагивает также фронтальный край паравтохтонного элемента *г1*, смещая его не менее чем на 3,5 км. В окрестностях Нижнесергинского курорта сдвиг скрыт под аллохтонными пластинами. Юго-западное окончание разрыва переходит, по-видимому, в горизонтальную флексуру. Сопряженный с Уфимско-Демидским надвигом левый сдвиг прослеживается на юге района (разрыв 4). На широте г. Нижние Серги кинематическая пара разрывов 1 и 3 осложнена еще одним поперечным нарушением (5), выраженным в виде системы эшелонированных правосторонних сдвигов. Она состоит из серии кулисообразно расположенных прямолинейных разрывов и сопряженных с ними нарушений северо-восточного и северо-западного простираний. Как и диагональные сдвиги, этот разрыв является «допокровным» и смещает только структуры палеоавтохтона и паравтохтона *г1*. К западу от г. Нижние Серги амплитуда рассматриваемого сдвига оценивается не менее чем в 2,5 км, восточнее этого пункта составляет от 4,5 до 7 км. Ширина зоны нарушения достигает 1,5—2 км. В ее пределах развиты

зоны тектонического брекчирования и рассланцевания мощностью в несколько десятков метров.

Еще одна крупная зона поперечных нарушений (6) устанавливается на широте д. Киргишаны. По ней резко обрывается полоса выходов силурийско-девонских пород палеоавтохтона, слагающих западное крыло антиклинали Атигского блока. Непосредственно севернее палеозойский чехол представлен уже только своей синорогенической частью (флишеидные отложения ороавтохтона), вследствие чего амплитуда смещения по Киргишанским сбросам оценивается не менее чем в 1 км. Большой частью сбросы Киргишанской зоны скрыты под пластинами паравтохтона и аллохтона, но проектируются на поверхности в виде разрывов, которые ограничивают субширотные звенья сбросовой депрессии, заполненной породами неоавтохтона.

ПАЛЕОАВТОХТОН

Характерной особенностью палеоавтохтона является его структурная неоднородность, которая в значительной мере контролируется резкими различиями в степени компетентности пород. Охарактеризованные выше продольные и поперечные разрывы разделяют палеоавтохтон на несколько блоков, различающихся стилями деформаций. Наиболее крупными являются Атигский и Михайловский блоки.

Атигский блок расположен между Киргишанской широтной зоной сбросов и системой правосторонних сдвигов в окрестностях г. Нижние Серги. В его пределах выделяется фрагмент крупной и сравнительно пологой антиклинали. Отношение ее амплитуды к ширине составляет примерно 1 : 2, ось ориентирована в северо-северо-восточном направлении. Ядро складки сложено нижнепалеозойскими образованиями и перекрыто южной частью паравтохтонной пластины *г3*. В западном крыле залегают терригенные и карбонатные породы нижнего силура—среднего девона. В фаціальном отношении эти отложения близки к породам обрамления Кваркушского антиклинория, вместе с которыми они образуют закономерно устроенный ряд осадков открытого шельфа. Восточное крыло антиклинали срезано взбросо-надвигом Коноваловского увала. Северное продолжение структуры опущено по Киргишанской зоне сбросов, а с юго-востока на нее надвинут Цыбихинский блок паравтохтона *г1*. Ядро осложнено крутыми послескладчатыми надвигами (рис. 3), на западном крыле развиты многочисленные мелкие (обычно шириной не более 10 м), часто нарушенные дисгармоничные складки. Они наиболее отчетливо проявлены в глинистых известняках верхнего силура и низов среднего девона и хорошо видны в нижнем течении р. Большой Атиг и по его правым притокам.

К западу от описанной антиклинали, под Киргишанским увалом, нижне- и среднепалеозойские формации автохтонного чехла фиксируются по данным бурения и геофизики на глубинах от 0,2—0,3 до 2—3 км и тектонически перекрыты аллохтонными и паравтохтонными пластинами. Интенсивность дислокаций в палеоавтохтоне здесь резко усиливается: появляется большое число опрокинутых на запад складок и пологих (20—30°) соскладчатых разрывов, осложняющих обычно лежащие крылья у антиклиналей. Напряженность деформаций нарастает с востока на запад, постепенно мигрируя из нижних горизонтов чехла в верхние. К западу

от фронта Бардымо-Киргишанского покрова и на участках, прилегающих к зоне Уфимско-Демидского регионального надвига, на глубинах от 0,3 до 2,5 км дислокации в палеоавтохтоне имеют максимальную интенсивность и выражены в широком развитии пологих чешуйчатых надвигов. Анализируя данные крупномасштабного сейсмического профилирования МОВ, можно заключить, что все эти складчатые и разрывные нарушения наложены на более крупные и пологие складки, которые морфологически были сходны с расположенной восточнее антиклиналью Атигского блока.

Севернее Киргишанской зоны сбросов верхняя часть разреза чехла представлена флишеидными отложениями верхнего палеозоя (ороавтохтон). Их залегание под средне-верхнедевонскими породами Каменско-Демидского паравтохтона устанавливается в разрезе по р. Крутиха [67], а также по данным бурения на Ключевском участке.

Михайловский блок протяженностью около 45 км и шириной до 5,5 км у поверхности сложен преимущественно карбонатными отложениями нижнего силура—среднего девона. Особенности морфологии развитых здесь складчатых деформаций устанавливаются по маркирующим толщам или пачкам компетентных пород (горизонтам-реперам), в качестве которых обычно выступают доломитизированные известняки верхнего лландовери, доломиты и доломитовые известняки нижнего девона и толстослоистые известняки эйфельского яруса. Сместители осложняющих складчатость разрывов фиксируются по стратиграфическим взаимоотношениям пород и, как правило, сопровождаются более или менее выдержанными зонами смятия, рассланцевания, брекчирования и т. п. Внутреннее строение таких зон выглядит весьма хаотичным, но их общая ориентировка чаще всего параллельна осевым поверхностям складок, что позволяет отождествлять эти разрывы с согласными надвигами и взбросо-надвигами. Мелкие разрывы и складки (метры, реже первые десятки метров) наблюдаются непосредственно в обнажениях и особенно многочисленны вблизи крупных разрывов и в толщах некомпетентных пород (например, в тонкослоистых глинистых известняках верхнего силура и среднего девона).

Оси складок и линии сопряженных с ними пологих разрывов вдоль по простиранию плавно изгибаются, в целом повторяя очертания зоны Уфимско-Демидского надвига, ограничивающего описываемый блок с запада. Характерны узкие линейные складки, у которых осевые поверхности и крылья повсеместно наклонены к востоку, причем восточные крылья антиклиналей всегда более пологие (обычно 25—30°), чем западные. Последние нередко редуцированы, и вместо них наблюдаются уже упоминавшиеся зоны смятия, рассланцевания или брекчирования. В результате антиклинали оказываются надвинутыми на смежные синклинали. Сместители разрывов всюду падают на восток, имея тенденцию к выполаживанию в более пластичных породах, в силу чего одно и то же нарушение на различных участках может быть выражено то как надвиг, то как взбросо-надвиг. Тесная взаимосвязь складок и пологих разрывов позволяет предполагать для них единый механизм формирования, а образуемые ими структурные формы рассматривать в качестве складко-надвигов. В случае их эшелонированного расположения внутренняя структура Михайловского блока приобретает отчетливо выраженное изоклинально-чешуйчатое строение (рис. 4, см. вкл.). Отдельные складко-надвиги осложнены мелкими разрывами и дисгармоничными складками, развитыми внутри горизонтов

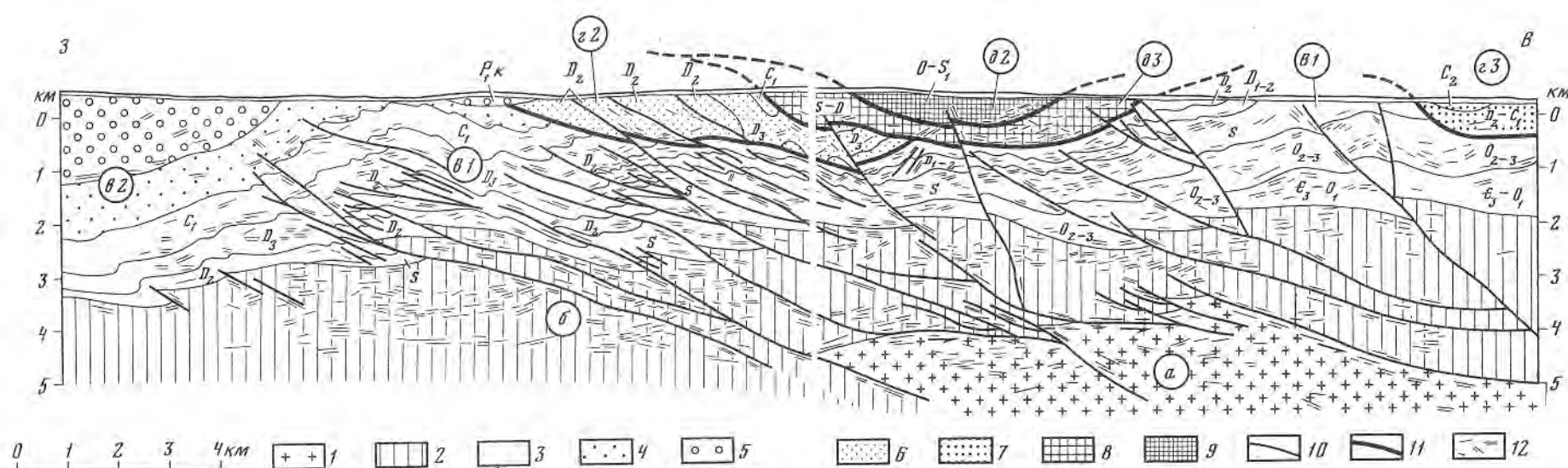


Рис. 3. Геологический разрез по линии сейсмического профиля пос. Бисерть — гора Кузан — ст. Дружинино. Местоположение разреза по линии I—II см. на рис. 2. Составлен по материалам Баженовской геофизической экспедиции

1 — кристаллический фундамент (элемент а); 2 — рифейско-вендское основание (б); 3 — палеоавтохтон (в1); 4, 5 — ороавтохтон (в2); 4 — флишеидная формация (средний — верхний карбон); 5 — нижняя моласса (нижняя пермь); 6, 7 — паравтохтон; 6 — Каменско-Демидская пластина (z2), 7 — Уткинская пластина (z3); 8, 9 — аллохтон; 8 — нижняя пластина (d3), 9 — зона осадочного меланжа (d2); 10 — разрывы; 11 — подошвы покровных элементов; 12 — отражающие площадки

пластичных пород. В ряде пунктов района (например, в долине р. Демид, севернее д. Половинка) отмечается локально проявленная односторонняя виргация складко-надвигов.

Общая приповерхностная структура Михайловского блока может интерпретироваться как изоклиinally-чешуйчатая псевдомоноклиналь. Ее основными структурными формами являются складко-надвиги, замки которых далеко не всегда удается наблюдать. В пределах блока слои в целом характеризуются аккорданным залеганием и сохраняют нормальную стратиграфическую последовательность. Зеркало складчатости полого погружается на восток. Столь интенсивно сжатая структура должна была сформироваться в результате взаимодействия призмы слоистых некомпетентных пород с расположенным восточнее «жестким» паравтохтонным блоком массивных рифогенных известняков.

Приведенная характеристика структуры палеоавтохтона показывает, что преобладающим распространением в этом элементе пользуются различные модификации сильно сжатых линейных складок. Более ранние крупные пологие складки, близкие по морфологии к брахискладкам, в значительной степени переработаны интенсивной линейной складчатостью и чешуйчатыми надвигами и сохранились лишь в виде редких фрагментов. Таким фрагментом является, в частности, антиклиналь Атигского блока. Участки переработанной пологой складчатости, где преимущественно развиты чешуйчатые надвиги, расположены непосредственно западнее этой структуры. Обнаруживается также тесная связь

складчатых дислокаций с субмеридиональными разрывами. Надвиги и взбросо-надвиги, осложняющие лежащие крылья антиклиналей, являются их неотъемлемой частью и формировались совместно с ними в процессе продольного сокращения палеоавтохтона. В ряде случаев, кроме того, достоверно устанавливается, что оси наиболее крупных складок повторяют в плане очертания зон главных разрывов.

ПАРАВТОХТОН

Паравтохтонные пластины образуют нижнюю группу покровных элементов. В их сложении участвуют породы силура, девона, нижнего и отчасти среднего карбона. В формационном отношении эти отложения типичны для палеоавтохтона (содержат главным образом формации шельфового ряда), но залегают в виде тектонических пластин, которые испытали относительно небольшие горизонтальные перемещения и для которых уверенно намечается область их первоначального распространения. Паравтохтон обычно подстилается среднедевонскими, а иногда и более древними отложениями палеоавтохтона. Фронтальные части некоторых паравтохтонных пластин перекрывают среднекаменноугольно-нижнепермские породы ороавтохтона. Таким образом, нижний возрастной предел заключительной фазы становления паравтохтона находится в нижнепермском интервале разреза и, скорее всего, соответствует какому-то отрезку времени в позднем сакмаре или артинском веке. Наиболее крупными единицами паравтохтона являются Сергинская, Каменско-Демидская и Уткинская пластины.

Сергинский паравтохтон (элемент z1)

Во многих отношениях этот элемент (длина около 65 км, ширина до 7 км) сильно отличается от других паравтохтонных единиц. Его большая по мощности часть сложена преимущественно массивными рифогенными



Рис. 5. Геологический разрез на правом берегу р. Уфы в районе устья р. Мельничной

1 — водорослевые рифогенные известняки и доломиты (нижний и верхний силур); 2 — темно-серые до черных битуминозные микритовые известняки (верхний силур); 3 — глинистые сланцы с будинами известняков (верхний силур); 4 — слоистые и массивные рифогенные известняки (нижний девон); 5 — разрывы

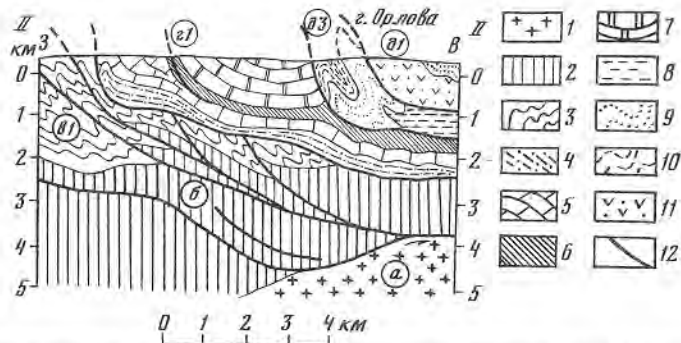


Рис. 6. Геологический разрез по линии сейсмического профиля устье р. Сикильды — гора Орлова. Местоположение разреза по линии II—II см. на рис. 2. Составлен по материалам Баженовской геофизической экспедиции

1 — кристаллический фундамент; 2 — рифейско-вендовское основание; 3 — слоистые карбонаты силура — девона (Михайловский блок палеоавтохтона); 4—7 — Сергинский паравтохтон: 4 — песчаники, слоистые известняки (нижний силур), 5 — рифогенные известняки (нижний—верхний силур), 6 — слоистые известняки и сланцы (верхний силур); 7 — слоистые и массивные рифогенные известняки (нижний девон); 8—11 — Бардымо-Киргизанский покров: 8 — черные кремнистые сланцы, кремни, фланиты (силур — нижний девон), 9 — субаркозовые и кварцевые турбидиты, кремневые брекчии, кремни (нижний — средний девон), 10 — светлые кремни, фланиты, кремневые брекчии (верхний девон), 11 — шаровые и массивные диабазы, турбидитные песчаники (нижний девон); 12 — надвиг

Объяснение индексов см. на рис. 2

известняками, имеющими возрастной диапазон от верхов вендока до верхнего эмса. Характер деформаций в паравтохтоне крайне неоднороден и обусловлен литологией слагающих его толщ. В массивных известняках складчатые деформации продольного изгиба практически отсутствуют, тогда как разделяющие их слоистые пакки, нередко содержащие прослои глинистых сланцев, дислоцированы исключительно интенсивно и в ряде случаев превращены в разлинованные зоны. Такая ситуация наблюдается, в частности, в районе устья р. Мельничной, где нами закартированы сильно сжатые, опрокинутые на запад складки и будинаж в верхнелудловском интервале разреза (рис. 5). В целом же для большей части площади развития элемента 21 характерны сравнительно немногочисленные субвертикальные разрывы широтного и северо-восточного простираний. Большинство из диагональных (северо-восточных) нарушений является сдвигами,

сформированными в обстановке поперечного сжатия компетентного рифового массива и обновлявшимися впоследствии вертикальными подвижками. Фиксируется также большое число мелких (очевидно, приповерхностных) разноориентированных разрывов, разбивающих рифовую полосу на серию асимметричных блоков. Описываемый элемент надвинут на Михайловский блок палеоавтохтона; разделяющая их граница известна под названием Аракаевского надвига. Восточная часть Сергинского паравтохтона перекрыта аллохтонным элементом д3. Данные крупномасштабного сейсмопрофилирования МОВ по линии устье р. Сикильды — гора Орлова показывают, что до глубины примерно 1,5 км общая структура Сергинского паравтохтона имеет синклиналиподобную форму (рис. 6). Такую же структуру имеет изолированный блок рифогенных известняков, располагающийся на участке широтного течения р. Серги, в окрестности пос. Атиг (Цыбихинский блок). По системе охарактеризованных выше правосторонних сдвигов он был отторгнут от Сергинского паравтохтона и приведен в соприкосновение с породами, залегающими на периклинальном замыкании антиклинали Атигского блока. Данное обстоятельство представляет собой важное отличие рассматриваемого элемента от других паравтохтонных пластин, не затронутых допокровными сдвигами.

Каменско-Демидский паравтохтон (элемент 22)

Контакт с автохтоном вскрыт несколькими скважинами на Ключевском и Каменском поисковых участках (рис. 7), а также на Киргизанском увале и в окрестностях Нижнесергинского пруда. Кроме того, подошва паравтохтона прослеживается на крупномасштабном профиле МОВ (см. рис. 3). На поверхности этот пологий контакт наблюдается в долине р. Крутихи, где он был описан еще Е. А. Кузнецовым [67]. Передний край пластины четко очерчен в плане и протягивается вдоль западного подножия Киргизанского увала. К северу от пос. Бисерть средне-верхне-девонские отложения соприкасаются по этой линии с верхнепалеозойскими породами ороавтохтона. Южнее названного пункта в автохтоне находятся известняки среднего девона (палеоавтохтон). Большая часть Каменско-Демидского паравтохтона перекрыта аллохтонной пластиной д3, принадлежащей Бардымо-Киргизанскому покрову. Тыловой край паравтохтона выступает из-под него на отдельных участках в верховьях левых притоков р. Утки.

Внутренняя структура паравтохтона 22, как правило, недоступна непосредственному наблюдению, вследствие чего ее характеристика представляет собой результат интерпретации данных поискового и структурного бурения, материалов крупномасштабного сейсмического профилирования и т. п. Паравтохтонная пластина образована серией тектонических чешуй (рис. 8, 9; см. рис. 7), разделенных пологими (20—40°) разрывами восточного падения. Сместители этих нарушений, постепенно выполаживаясь с глубиной, сливаются в одну общую субгоризонтальную, слабо изгибающуюся зону срыва. Внутри отдельных чешуй слои смяты в опрокинутые на запад складки, осевые поверхности которых ориентированы согласно с разделяющими их нарушениями. Вместе с тем в смежных чешуях обычно не обнаруживается фрагментов каких-либо единых плективных структур. Сказанное свидетельствует о том, что большинство подобных чешуй, по

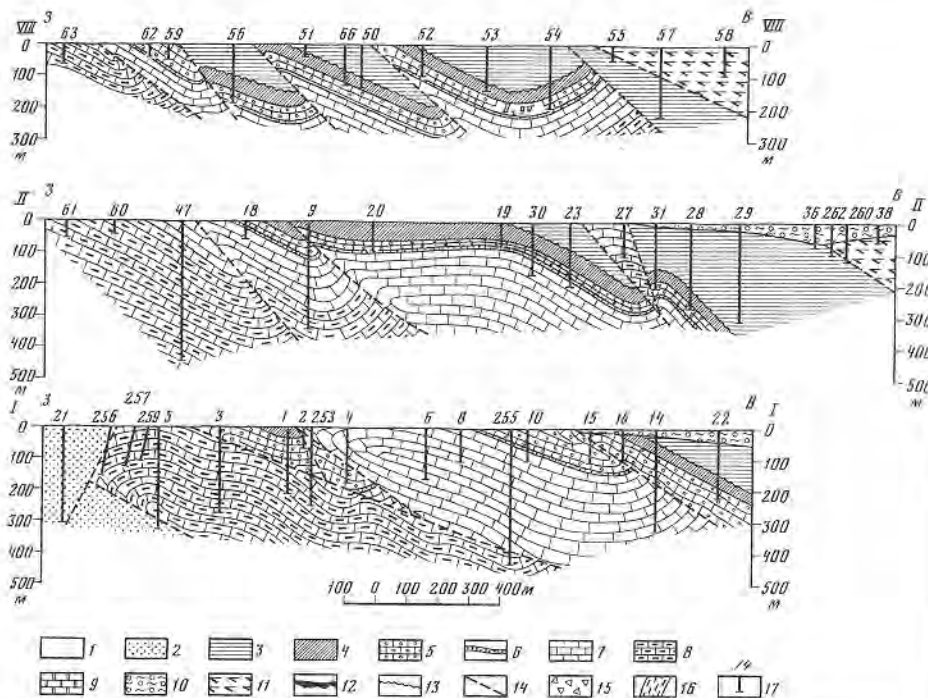


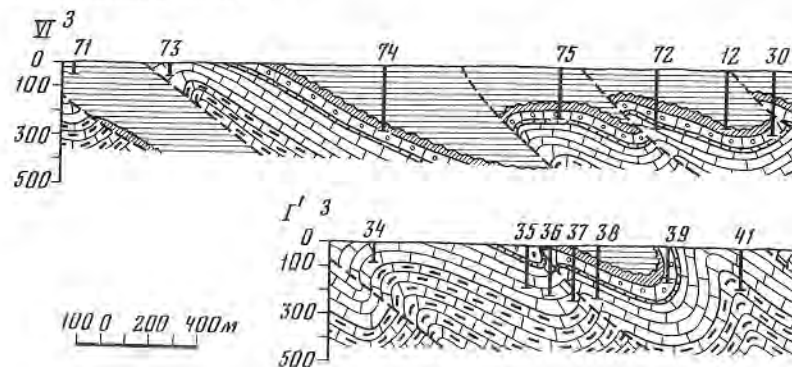
Рис. 7. Геологические разрезы Каменско-Демидовского паравтохтона по буровым профилям Каменского участка. Местоположение профилей см. на рис. 9. Составлены по материалам Сысертской ГПП, 1960, 1972 гг.

Условные обозначения к рис. 7, 8, 11

1 — четвертичные отложения; 2 — флишная формация (средний карбон); 3 — амфиболовые известняки (верхний фран); 4 — органогенные известняки (нижний фран); 5 — серые известняки (чеславская свита, живет); 6 — кварцевые песчаники (чусовская свита, живет); 7 — битуминозные слоистые известняки (афонинский горизонт, Эйфель); 8 — темные слоистые известняки (нижняя половина среднего девона); 9 — рифогенные известняки (зихов — далей); 10 — кремневые брекчии; 11 — кремни (силур — нижний девон?); 12 — бокситы; 13 — бокситоподобный контакт; 14 — разрывы; 15 — тектонические брекчии; 16 — зона рассланцевания; 17 — скважины и их номера

Рис. 8. Геологические разрезы Каменско-Демидовского паравтохтона по буровым профилям Демидовского участка. Местоположение профилей см. на рис. 9. Составлены по материалам Сысертской ГПП, 1960, 1972 гг.

Условные обозначения см. на рис. 7



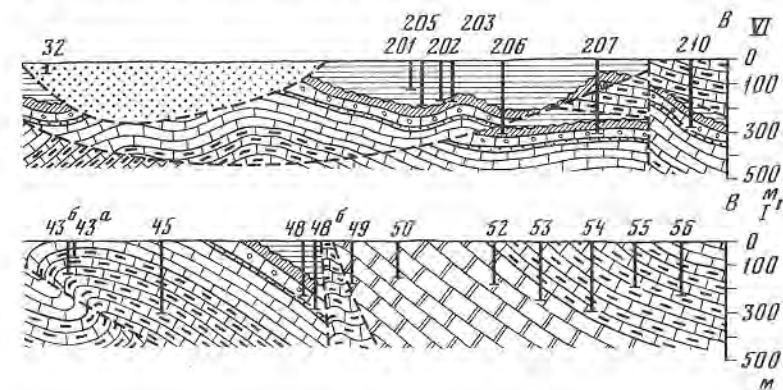
крайней мере на заключительных стадиях своего формирования, перемещалось в виде относительно обособленных покровных элементов, в которых складчатые деформации развивались самостоятельно. При этом по пачкам наиболее податливых пород возникали срывы, срезавшие лежащие крылья складок и приводившие к дальнейшему расслоению чешуй.

На южном фланге Каменско-Демидовской пластины внутripокровные структуры вместе с фронтом всего паравтохтона разворачиваются на юго-запад. В известняковых чешуях Нижнесергинского курорта складки и сопряженные с ними разрывы имеют уже субширотную ориентировку. Контакт с автохтоном выражен здесь в виде зон тектонического рассланцевания шириной в первые десятки метров. По ним контактируют литологически мало контрастные, но разновозрастные блоки известняков, что, в частности, подтверждается находками фауны [10]. Общая мощность Каменско-Демидовского паравтохтона в его центральных частях составляет 800—900 м.

Уткинский паравтохтон (элемент 23)

Полоса выходов преимущественно нижнекаменноугольных отложений, развитых в бассейне р. Утки, на отрезке пос. Новоуткинск — ст. Дружинино, рассматривается нами в качестве паравтохтонного покрова. Структура этой части района изучена слабо и обычно интерпретируется как обращенное на север тектоническое полуокно [99, 100, 56]. Описываемая полоса отчетливо выделяется на фоне обрамляющих ее участков, сложенных заведомо автохтонными образованиями. Несмотря на фациальную близость пород бассейна р. Утки однообразным отложениям южного окончания Староуткинской моноклинали, северо-западной части Билимбаевского синклинали и отчасти западного крыла антиклинали Атигского блока, в соприкосновении обычно находятся резко разновозрастные толщи палеоавтохтона и паравтохтона. Особенно четко это несоответствие проявлено на южном замыкании пластины, южнее ст. Дружинино. Кроме того, отмечается дискордантность автохтонных и паравтохтонных структур.

С наибольшей детальностью внутренняя структура рассматриваемой полосы охарактеризована Е. А. Кузнецовым [66, 67]. Его выводы, дополненные материалами последующих геологических съемок и отчасти нашими наблюдениями, суммированы на геологических разрезах (рис. 10).



базальная поверхность срыва трансформируется в серию чешуйчатых надвигов и меридиональные структуры паравтохтона сменяются автохтонными дислокациями северо-западного простирания (бассейн р. Чусовой). Общая мощность Уткинского паравтохтона, по-видимому, не превышает 1,5 км.

Небольшой эрозионный останец паравтохтона, принадлежащий, очевидно, элементу $d3$, располагается на отрезке широтного течения р. Серги, южнее пос. Атиг. Здесь скважинами вскрыта тыловая часть надвинутой с северо-востока чешуи (рис. 11), подошва которой погружается в южном направлении и которая, в свою очередь, тектонически перекрыта аллохтоном $d3$.

Анализ среднемасштабных карт показывает, что к югу от описываемого района, в бассейне р. Суроям, присутствует еще один паравтохтонный элемент ($z4$), сложенный карбонатными породами среднего и верхнего девона и перекрытый офиолитовым аллохтоном $d4$. Кроме этого, в южной части Уфимского амфитеатра М. А. Камалетдиновым [56] закартировано несколько мелких клиппов, образованных известняками визейского яруса, которые могут рассматриваться в качестве эрозионных останцов некогда обширной паравтохтонной пластины. Известняковые клиппы лежат на среднекаменноугольном флише, т. е. на оравтохтоне.

АЛЛОХТОН

В сложении аллохтона участвуют образования древнего континентального склона, подножия и палеокеанической области. Главными единицами аллохтона являются Бардымо-Киришанский и Полуденнобардымский офиолитовый покровы. Первый из них состоит из трех элементов — $d1$, $d2$ и $d3$.

Нижняя, существенно кремнистая пластина ($d3$) обнажена в Бардымском хребте и наиболее высоких участках Киришанского увала. Она перекрывает паравтохтонные элементы $z1$ и $z2$ и принадлежащие палеоавтохтону слонстые карбонаты нижнего—среднего девона (Атигский блок). Севернее д. Киришаны кремнистая пластина переходит на оравтохтон. Описанные соотношения наблюдаются в окрестностях Нижнесергинского курорта, по р. Серге (выше Нижнесергинского пруда), в ряде пунктов Киришанского увала (долина р. Крутихи, район горы Кукан и др.), а также установлены по данным структурного (материалы Л. И. Десятниченко и др., 1975 г.) и поисково-разведочного бурения, а также крупномасштабного профилирования МОВ. Стратиграфический объем отложений, составляющих элемент $d3$, соответствует интервалу лландовери — фран [104]. Основными структурными формами являются изоклиналильные лежащие складки с амплитудами от нескольких десятков сантиметров до первых метров, иногда до 15–20 м. Характерны также внутрипокровные разрывы, разделяющие пластину на серию тектонических чешуй. Подошва элемента $d3$ изогнута в виде синклинали и хорошо прослеживается на сейсмическом профиле благодаря отчетливо проявленному срезанию интенсивных дислокаций в подстилающих образованиях.

Верхний элемент ($d1$) Бардымо-Киришанского покрова развит фрагментарно и занимает обычно пониженные участки рельефа на склонах Киришанского увала и отдельные возвышенности в окрестностях г. Нижние

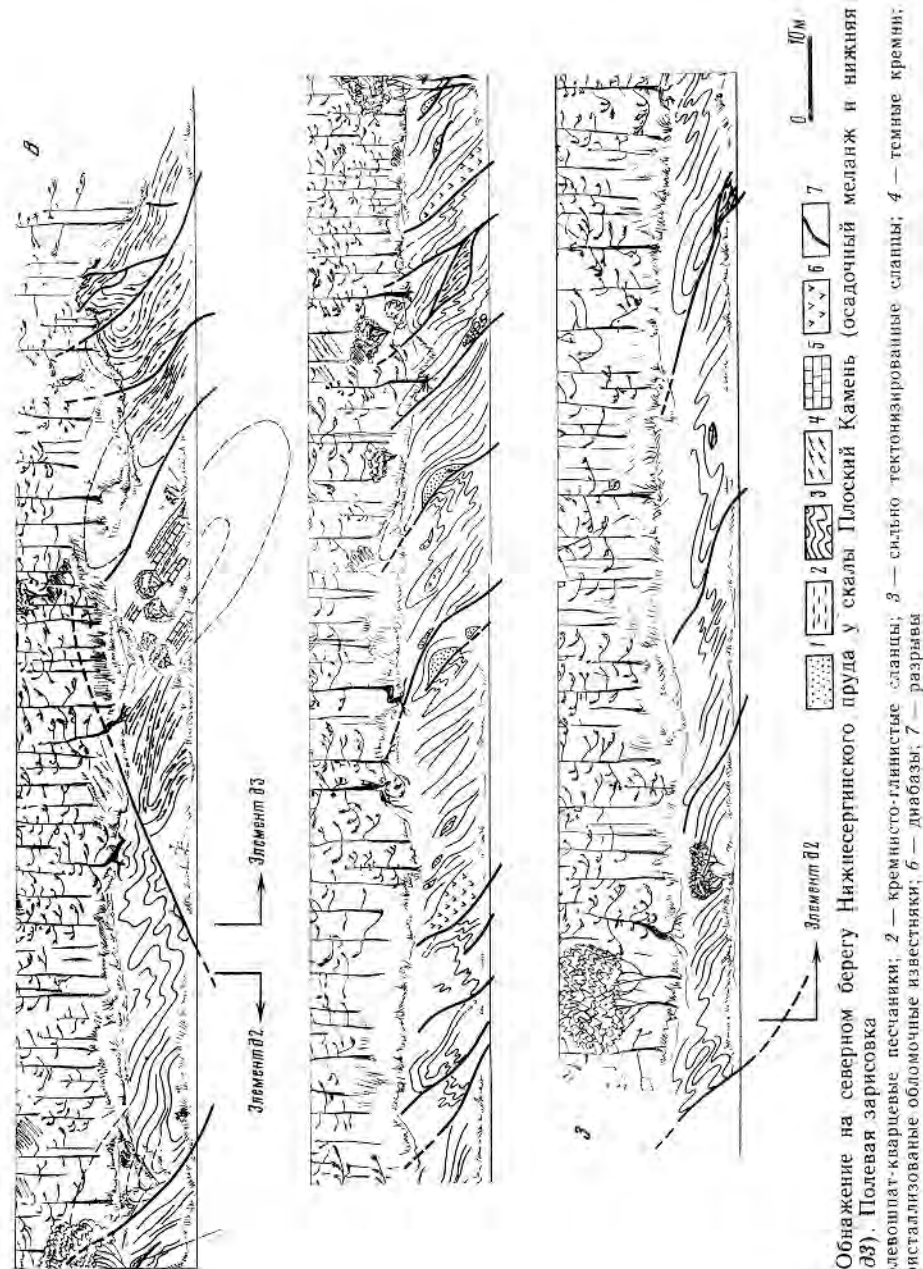


Рис. 12. Обнажение на северном берегу Нижнесергинского пруда у скалы Плоский Камень (осадочный меланж и нижняя пластина $d3$). Полевая зарисовка
1 — полевоплат-кварцевые песчаники; 2 — кремнисто-глинистые сланцы; 3 — сильно тектонизированные известняки; 4 — темные кремни; 5 — перекристаллизованные обломочные известняки; 6 — диабазы; 7 — разрывы

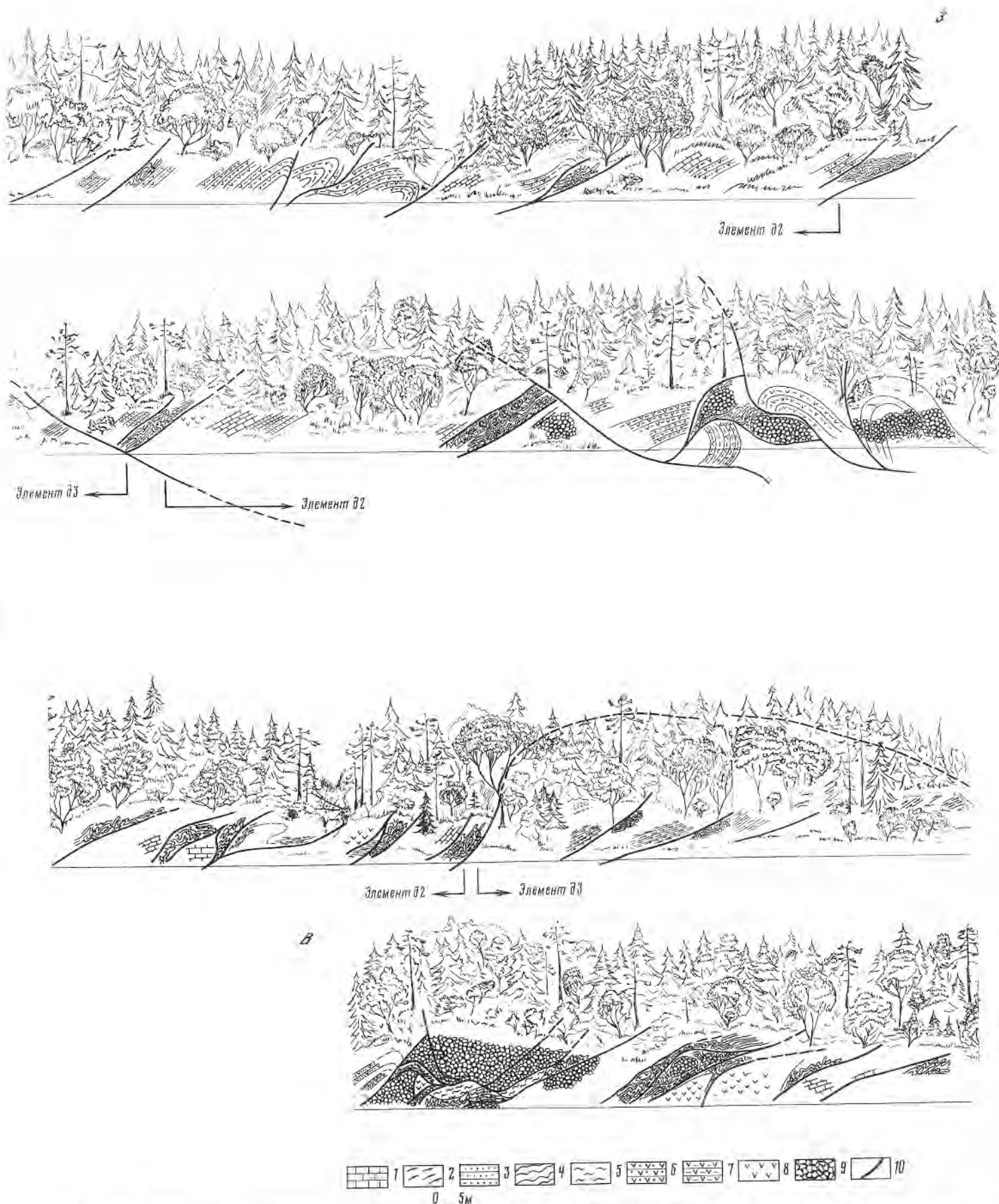


Рис. 13. Обнажение на южном берегу Нижнесергинского пруда (меланж и аллохтонная пластина Д3). Полевая зарисовка

Серги (горы Аптечная и Кабацкая). Пластина сложена ниже-средне-девонским турбидитными песчаниками полевошпат-кварцевого и кварцевого состава. В нижнедевонском интервале с ними ассоциируют субщелочные базальтоиды, представленные шаровыми и массивными диабазами, а в среднедевонском — горизонты обвального-оползневых кремневых брекчий. Для элемента *d1* характерны сравнительно крупные (десятки метров) лежащие складки, сопровождающиеся многочисленными разрывами.

Элемент *d2*, разделяющий пластины *d1* и *d3*, обнажен по берегам Нижнесергинского пруда. Этот комплекс представляет собой тектонизированную смесь осадочных и вулканогенных образований с включенными в нее отторженцами кремнистых пород из подстилающего аллохтона *d3* (рис.12, 13). Пестрый состав и необычайно широкий возрастной спектр (ордовик—верхний девон) отложений, слагающих элемент *d2*, позволяет трактовать его как типичный осадочный меланж. В сложении меланжа преобладают сильно перемятые глинистые и туфогенно-глинистые сланцы. Они образуют бесструктурную массу, почти полностью утратившую элементы слоистости. В некоторых случаях, однако, в сланцах все же удается различить фрагменты сильно сжатых складок. Помимо отторженцев из нижней пластины, в меланже присутствуют фрагменты турбидитных пластов из элемента *d1*, мелкие закатыши граувакк, будины и блоки гемипелагических микритовых известняков, а также довольно разнообразный набор вулканических пород: массивные плагиофировые, миндалекаменные и шлаковые базальты, гналокластиты. Вулканиды датированы средним—верхним ордовиком [137].

Офиолитовый элемент *d4* (Полуденнобардымский покров) располагается к востоку от р. Полуденный Бардым и прослеживается в пределы Нязепетровского района. На большей части площади своего развития этот покров залегает на аллохтонной пластине *d3*. В районе г. Нязепетровска он представляет собой синформу, простирающуюся в субмеридиональном направлении [129], и залегает на разнообразных осадочных породах в стратиграфическом диапазоне от силура до среднего карбона включительно [56]. Южнее г. Нязепетровска, за пределами рассматриваемой территории, под элементом *d4* находится аллохтонная пластина кремнистых пород и подстилающие ее паравтохтонные чешуи (*d4*) известняков среднего и верхнего девона. Таким образом, общая покровная структура приобретает здесь известное сходство со структурой покровного пакета, развитого в районе Киришанского увала. На рассматриваемой территории в подошве элемента *d4* находятся тела серпентинитов, имеющие ясно выраженные тектонические контакты, описанные Г. А. Смирновым [126]. И. И. Мархилевич [71], подробно изучавший эти породы, указывал на широкое развитие в них многочисленных признаков динамометаморфизма. С выходами серпентинитов в долине р. Полуденный Бардым пространственно связаны надвиговые дислокации, зоны расщепления и брекчирования. Тыловая часть аллохтона *d4* срезается надвигом Коноваловского увала.

НЕОАВТОХТОН И ВЕРХНИЙ ВОЗРАСТНОЙ ПРЕДЕЛ ПОКРОВООБРАЗОВАНИЯ

К неавтохтону отнесена 250-метровая толща кремнистых конгломератов и брекчий, развитая восточнее и южнее пос. Бисерть, где она выделяется Б. И. Чувашовым [163] под названием чеботаевской свиты. Характерной особенностью этой толщи является ее залегание на самых различных по возрасту породах — от силура до нижней перми, в связи с чем время ее накопления трактовалось чрезвычайно широко — от раннего девона до юры и даже неогена. Данные спорово-пыльцевого анализа позволили Б. И. Чувашову считать чеботаевские отложения верхнекунгурскими. Такое заключение выглядит вполне логичным, если учесть литологический состав и структурное положение чеботаевской свиты, которая трансгрессивно перекрывает как тектонически перемещенные образования нижнего силура—верхнего девона, так и автохтонную артинскую молассу.

Внутреннее строение неавтохтона в деталях остается невыясненным. Базальные части чеботаевской свиты смяты в мелкие опрокинутые из запад складки, крылья которых наклонены под углами 70° и более. Можно, следовательно, заключить, что накопление кремнистых конгломератов и брекчий началось еще до завершения главной эпохи деформаций и, возможно, происходило на движущихся пластинах. Не исключено поэтому, что нижнюю часть свиты, строго говоря, надо считать полуавтохтонной. Поскольку чеботаевские отложения формировались, безусловно, за счет размыва тектонических пластин и перекрывают наиболее верхние из них, то позднекунгурской возраст пород неавтохтона определяет верхний временной предел эпохи покровообразования для района к северу от широты г. Нижние Серги.

На основании приведенной характеристики строения центральной зоны и ее обрамления можно сформулировать следующие выводы.

1. Палеоавтохтон вместе с подстилающим его рифейско-вендским основанием разделен региональными надвигами и взбросо-надвигами на серию тектонических чешуй, из которых две наиболее крупные выражены на поверхности в виде центральной и внутренней зон экстернид. Надвиги, как правило, выполаживаются на глубине и переходят в срывы по поверхности кристаллического фундамента или вблизи нее. Это, по-видимому, не относится к разрывам восточной части территории, которые уходят в глубь фундамента.

2. Во внутренней зоне экстернид, где обнажаются наиболее древние отложения (нижний палеозой), преобладают взбросы и взбросо-надвиги, а слои смяты в узкие асимметричные складки, осевые поверхности которых круто падают на восток.

3. В центральной зоне, где развиты более молодые отложения (главным образом среднепалеозойские), наибольшим распространением пользуются чешуйчатые надвиги и асимметричные линейные складки с полого наклоненными осевыми поверхностями. В направлении с востока на запад углы наклона надвигов постепенно уменьшаются. Общая напряженность деформаций в этом же направлении нарастает и мигрирует из основания автохтонного чехла в его верхние горизонты.

4. Внешняя зона экстернид, представляющая собой область перехода к краевому прогибу, в пределах рассматриваемого сегмента не выражена

в виде самостоятельной чешуи, хотя надвиги чешуйчатого типа здесь, очевидно, широко развиты. Насколько можно судить по строению аналогичных тектонических единиц в других районах Урала, для внешней зоны должны быть характерны очень пологие (часто субгоризонтальные) разрывы, смещающие наиболее молодые отложения, вплоть до синорогенных моласс.

5. Севернее широты г. Нижние Серги (район Киргишанского увала) паравтохтонные и аллохтонные элементы расположены на самых верхних уровнях разреза, структурно не связаны с пологими разрывами в автохтоне и, следовательно, формировались независимо от них в течение завершающих фаз деформации.

СТАНОВЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ ЭКСТЕРНИД

Чтобы удовлетворительно объяснить неодинаковый характер дислокаций, возникающих на различных структурных уровнях внешних складчатых зон, требуется привлечение по крайней мере двух механизмов, которые, будучи взаимосвязанными, могли бы хоть в какой-то мере функционировать независимо один от другого. Охарактеризованная выше структурная ситуация может рассматриваться как результат: а) «тектонического вклинивания» на нижних уровнях осадочного чехла и б) гравитационного скольжения надвиговых пластин на верхних уровнях. Механизм «тектонического вклинивания» предложен Д. Р. Сяли с соавторами [122] в целях истолкования генезиса складчато-надвиговых дислокаций на внутренних склонах глубоководных желобов. Справедливость этой модели подтверждена при изучении позднекайнозойских структур на континентальной окраине Орегона [68]. Очевидно, что механизм «вклинивания», являющийся следствием литосферной субдукции, вполне пригоден и для интерпретации структур, которые образовались в обстановке интенсивного тангенциального сжатия во внешних зонах складчатых поясов. Процесс субдукции («коровой субдукции» в понимании Р. Трюмпи [182]) уже неоднократно использовался при объяснении особенностей структуры экстернид. В частности, с этих позиций еще О. Амлером и Г. Штилле трактовалось строение Альп и Карпат. В отличие от складчато-надвиговых дислокаций в автохтоне покровно-складчатые элементы Уфимского амфитеатра возникли без непосредственного участия глубинного сжатия и рассматриваются нами как выражение «эпидермальной тектоники».

Становление складчато-надвиговой структуры палеоавтохтона

Начало тектонических деформаций в палеоавтохтоне следует связывать с зилайским временем (поздний девон — ранний карбон), когда пассивная окраина Восточно-Европейского материка пришла во взаимодействие с блоками относительно консолидированной (переходного типа) коры, находившимися на внешнем крае встречной литосферной плиты [143]. Движение континентальной коры на восток привело к образованию клиньев кристаллического фундамента, надвигавшихся по пологим сместителям на более молодые породы. Естественно предположить, что при подобном надвигании были преимущественно ремобилизованы древние разрывные

зоны, существовавшие здесь еще на ранних стадиях эволюции континентальной окраины. В течение этих наиболее ранних фаз деформации в структуре палеоконтинентального сектора обособилась клинообразная чешуя внутренней зоны экстернид. Складчатые формы начальных фаз сжатия в современной структуре автохтона не установлены, однако не исключено, что их реликты могут быть обнаружены в аллохтонных элементах.

По мере дальнейшего нарастания тангенциального сжатия (флишевая стадия, средний карбон — ассель) процесс формирования новых клиньев чехла распространялся в западном направлении. Новообразованные клинья срывались по поверхности кристаллического фундамента и вдвигались под более древние чешуи внутренней зоны, вызывая постепенное увеличение углов наклона ограничивающих их разрывов. В результате более ранние надвиги трансформировались во взбросо-надвиги и взбросы. Развитие этого процесса во времени, вплоть до завершающих фаз деформаций орогенного этапа (ранняя пермь), привело к тому, что во внутренней, максимально приподнятой зоне экстернид, отвечающей Центрально-Уральскому поднятию, ныне наблюдаются самые крутые падения разрывов и осевых поверхностей складок, тогда как для центральной и внешней зон характерна тенденция к последовательному выполаживанию указанных элементов структуры с востока на запад.

Конкретным фазам деформаций должны соответствовать поверхности несогласий внутри флишеидных толщ и нижней молассы. Период наиболее интенсивного образования линейных складок и надвигов в центральной зоне экстернид приходится, скорее всего, на предстерлитамакский перерыв, предшествовавший на рассматриваемой территории накоплению нижней молассы.

Несмотря на свою умозрительность, предложенный механизм позволяет не только понять реально наблюдающиеся особенности складчато-надвиговой структуры палеозойского автохтонного чехла, но и наилучшим образом объяснить природу и время формирования покровных единиц паравтохтона и аллохтона.

Становление покровно-складчатых элементов структуры

В качестве механизма шарьирования тектонических пластин, локализованных в области экстернид Урала, обычно привлекаются различные варианты взаимодействия литосферных плит [56, 100, 101, 109; и др.]. Анализ фактических данных показывает, что в случае Уфимского амфитеатра покровные элементы его структуры, по крайней мере на завершающей стадии становления, могли быть сформированы и без прямого участия глубинного сжатия, на более высоких уровнях коры. Вполне правдоподобной представляется гипотеза, согласно которой движение большинства из описанных выше покровных единиц определялось гравитационным скольжением внутри палеозойского осадочного чехла. Это явление было связано с глубинным сжатием лишь опосредованно, поскольку возникновение Центрально-Уральского поднятия, по склону которого двигались тектонические пластины, представляло собой структурное выражение глубинного поддвига. Гравитационная природа тектонических покровов Уфимского амфитеатра весьма вероятна в силу следующих обстоятельств.

Структурный уклон. Палеогеографическая обстановка в главную эпоху структурообразования (артинский и кунгурский века) определялась существованием горного сооружения и сопряженной с ним молассовой депрессии. Такое контрастное сочетание форм древнего рельефа, наряду с имевшей, очевидно, место сейсмической активностью, неизбежно должно было приводить к гравитационному соскальзыванию пластин. Наиболее вероятным временем прихода первых покровов следует считать (для рассматриваемой территории) артинский век, в течение которого произошло максимальное прогибание в области молассового бассейна, скомпенсированное накоплением 2-километровой толщи осадков. По расчетам А. В. Хабарова [153], высота прилегавшего палео-Уральского хребта достигала в это время в Уфимском амфитеатре почти 3 км. Следовательно, относительное превышение верхних частей склона над конечным положением уровня горизонта срыва могло достигать величины 5—6 км на расстоянии по горизонтали примерно в 40 км, что отвечает склону со средней крутизной около 7°. Хорошо известно, что даже более пологие уклоны вполне достаточны для реализации процесса гравитационного скольжения. Сложение мощностей тектонических пластин, скользящих под дном молассового бассейна, и мощностей синаллохтонных осадков позволяет ориентировочно оценить глубину залегания основного горизонта срыва в 1,5—2 км. Такие глубины были недоступны для эрозии, и поэтому способствовавший движению склон мог существовать достаточно долгое время в виде единой плоской поверхности. Путем несложных подсчетов можно оценить среднюю скорость движения — она составляла около 1—2 мм/год. Данные по гравитационным покровам мезозойско-кайнозойских складчатых поясов свидетельствуют о том, что их скорость была такой же или на порядок выше [69, 145, 135]. Можно, следовательно, предположить, что время, за которое описываемые покровные единицы преодолели весь путь, могло занять всего 10% (или еще меньше) от общей продолжительности артинского и кунгурского веков, т. е. примерно 2 млн. лет. Это обстоятельство в известной мере снимает те жесткие ограничения, которые накладываются на рассматриваемый процесс условием, требующим длительного существования структурного уклона.

Синаллохтонные элементы молассы. Прямым признаком того, что под дном молассового бассейна в артинском веке существовал структурный уклон, является развитие крупных дислокаций подводнооползневого происхождения, которые уже давно известны в долине р. Бисерть [47, 154]. Эти дислокации выражены в виде выдержанных горизонтов смятия, имеющих в подошве и кровле ненарушенные породы, и приуроченных к определенным интервалам разреза внутри артинской толщи. Пространственная ориентировка конседиментационных оползневых структур свидетельствует о том, что обусловивший их формирование уклон дна был обращен к западу. Широкое распространение подобных образований на Среднем Урале, их сосредоточение в строго фиксированной зоне молассового бассейна, а также развитие в артинских отложениях многочисленных послонных надвигов, описанных К. П. Плюсиным [100], — все это заставляет предположить наличие парагенетической связи между указанными дислокациями и тектоническими покровами, перед фронтом которых они формировались. Косвенным подтверждением длительного существования структурного уклона может служить отмеченное Б. И. Чувашовым [163] обилие

грубообломочных плохо сортированных образований в разрезе нижней молассы (верхний сакмар — кунгур) на территории междуречья Бисерти и Уфы.

Тектоническая денудация в тылу покровов. Полоса выходов нижнесилурийско-среднедевонских пород в бассейне р. Атиг (Атигский блок палеоавтохтона) может рассматриваться как участок тектонической денудации. Б. И. Чувашов [163], изучавший петрографический и возрастной состав валунно-галечного материала сакмарских и артинских конгломератов, указывает, что на территории междуречья Бисерти и Уфы размыту подвергались известняки в стратиграфическом диапазоне от тастубского горизонта нижней перми до верхнего девона включительно. В количественном отношении преобладают визейские известняки, хотя в артинских конгломератах ощущается сдвиг в сторону некоторого преобладания более древних (верхнедевонско-нижнекаменноугольных) карбонатных пород. Сказанное свидетельствует о том, что районы ближней денудации слагались преимущественно карбонатными образованиями и что прогрессирующая эрозия в сакмарско-артинское время не затронула горизонты глубже верхнего девона. Между тем Уткинский паравтохтон перекрывает значительно более древние образования, которые могли быть вскрыты только в результате удаления залегающих выше пород, слагающих ныне южные звенья Каменско-Демидского паравтохтона. Его место было занято пластинами паравтохтона *д3*, частично прикрывшими образования зияние. Подобные соотношения свидетельствуют о том, что позади продвинувшихся пластин Каменско-Демидского паравтохтона не существовало сколько-нибудь значительных элементов чехла или какого-либо другого геологического объекта, которые были бы в состоянии создавать напор в тыл покрова, инспирируя его движение. Поэтому соскальзывание под действием собственного веса следует признать единственно возможным способом перемещения, по крайней мере для Каменско-Демидского паравтохтона. Сходные структурные соотношения привлекались ранее для обоснования гравитационной модели в других складчатых областях [179].

Дивертикуляция. В сложении паравтохтона и аллохтона участвуют все основные единицы регионального разреза, причем в каждом из элементов наблюдается в целом нормальная стратиграфическая последовательность. Вместе с тем нижние элементы покровной структуры всегда представлены более молодыми отложениями, тогда как перекрывающие их пластины состоят из более древних пород. Отчетливее всего это фиксируется в разрезах глубоких скважин, пробуренных на Киргишанском увале и в окрестностях г. Нижние Серги (скв. 2701 и 2702). Отложения, содержащие верхнеордовикскую фауну, встречены здесь на меньших глубинах, чем осадки, датированные силуром (материалы Л. И. Десятниченко, 1975 г.). Еще ниже (под базальной поверхностью аллохтона) залегают паравтохтонные элементы, сложенные известняками среднего и верхнего девона. Сходным образом устроен развитый юго-восточнее г. Нязепетровска пакет покровов, верхним элементом которого служит южное окончание офиолитового аллохтона *д4*. Охарактеризованные особенности покровной структуры района отражают явление дивертикуляции, которое не может быть объяснено иначе, чем последовательным соскальзыванием покровов с воздымающегося поднятия.

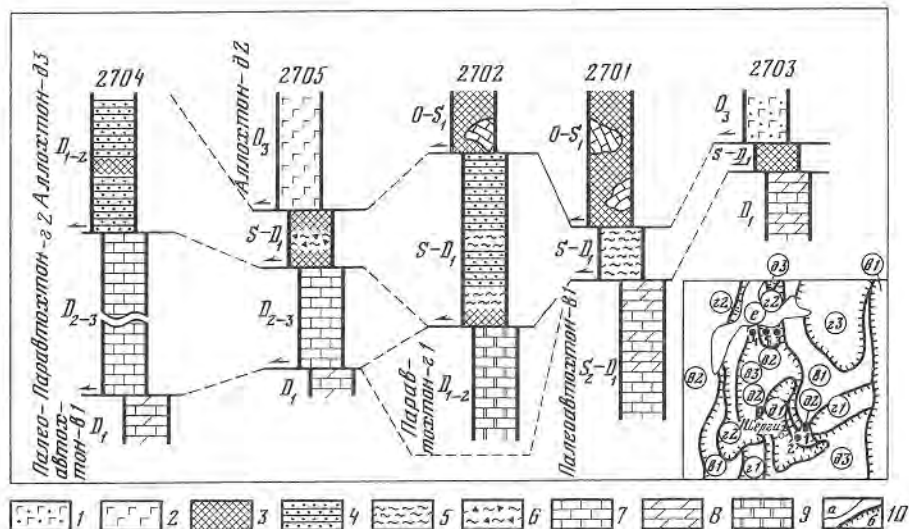


Рис. 14. Разрезы структурных скважин, пробуренных в районе Киргишанского увала (скв. 2703, 2704 и 2705) и в окрестностях Нижнесергинского пруда (скв. 2701 и 2702)

1 — основные эффузивы и их туфы; 2 — основные эффузивы (главным образом диабазы); 3 — сильно нарушенные интервалы разреза — тектонизированные сланцы, зоны меланжа, брекчирования и т. п.; 4 — песчаники, алевролиты; 5 — кремнистые породы; 6 — брекчии кремнистых пород; 7 — известняки; 8 — доломиты; 9 — рифогенные известняки; 10 — геологические границы (на схеме): а — стратиграфические, б — тектонические

Расположение скважин показано на схеме цифрами: 1 — скв. 2701, 2 — скв. 2702, 3 — скв. 2703, 4 — скв. 2704, 5 — скв. 2705. Индексы в кружках — структурные элементы (см. рис. 2)

Положение базальной поверхности срыва. Обычным для западного склона Урала считается погружение сместителей шарьяжей к востоку [100, 109; и др.]. Однако результаты буровых и геофизических работ, проведенных на территории центральной части Уфимского амфитеатра, не вполне согласуются с этим. Данные профилирования МОВ свидетельствуют о том, что под Киргишанским увалом поверхности срывов в основании тектонических пластин постепенно выполаживаются с запада на восток, а затем приобретают западные падения. Такие участки обратного падения сместителей могут интерпретироваться как деформированные фрагменты первичного склона, по которому двигались покровные единицы. Сходные очертания имеет и подошва Полуденнобардымского шарьяжа в окрестностях г. Нязепетровска, где гравиметрическими исследованиями О. В. Беллавина [129] показано, что толща эффузивов и включенные в нее габбро залегают в виде плоской субгоризонтальной линзы максимальной мощностью от 600 до 1500 м. Вместе с тем следует отметить, что закономерное погружение к востоку испытывают надвиговые поверхности, рассекающие толщи палеоавтохтона и рифейско-вендского основания.

Внутреннее строение пластин. Существенную роль в сложении покровов играют различные по составу и мощности горизонты тектонических брекчий и осадочного меланжа, которые иногда составляют до 50% от толщины пластины (рис. 14), а в случае элемента d2 слагают его целиком. Очевидно, что такие хаотично построенные, «разрыхленные» и к тому же

сравнительно тонкие (обычно не более 1 км) покровные единицы были не в состоянии передавать какое-либо давление сзади. Поэтому единственно возможным способом их перемещения надо, по-видимому, признать гравитационное скольжение.

Из всех приведенных здесь доводов в пользу гравитационного происхождения покровов в качестве его безусловного доказательства может быть принята лишь дивертикуляция пластин. Остальные же положения указывают на наличие признаков (или условий) либо только необходимых, либо только достаточных для реализации гравитационного скольжения на приповерхностных уровнях и поэтому, строго говоря, доказательствами не являются.

Корневые зоны пластин

Области первоначального распространения пород паравтохтона и аллохтона намечаются на основании анализа формационных рядов и палеорекострукций ранне-среднепалеозойской континентальной окраины. Наименьшее перемещение испытал Уткинский паравтохтон, происходящий из северо-западной части Билимбаевского синклиория, в пределах которой некогда располагалась южная оконечность Староуткинской моноклинали. Ныне этот фрагмент моноклинали мы видим перемещенным в виде Уткинского паравтохтона. Его амплитуда составляет, таким образом, максимально 8—10 км. Указанная величина характеризует перемещение южного фланга паравтохтона. К северу амплитуда постепенно уменьшается и в районе пос. Новоуткинский полностью угасает. Паравтохтонный останец в окрестностях пос. Атиг происходит из той же области и первоначально составлял единое целое с Уткинским паравтохтоном. Амплитуда перемещения Атигской пластины оценивается величиной от 14 до 16 км. Каменско-Демидский паравтохтон, имеющий амплитуду около 18—20 км, перемещен из более западных участков, которые располагаются на месте, занятом сейчас тыловой частью Уткинского паравтохтона. Близкими величинами горизонтального перемещения характеризуются арьергардные звенья Каменско-Демидского паравтохтона, развитые в окрестностях г. Нижние Серги.

Породы Сергинского паравтохтона первоначально находились не менее чем в 30 км восточнее своего нынешнего места залегания. Их корневой зоной, скорее всего, является восточная часть внутренней зоны экстернид. Косвенным подтверждением этому служат некоторые особенности состава аллотигенной примеси в рифогенных известняках верхнего эмса, которые содержат терригенные компоненты, определенно указывающие на связь источников сноса с допалеозойскими комплексами Центрально-Уральского поднятия.

Корнями пластин d2 и d3 (Бардымо-Киргишанский покров) также является внутренняя зона экстернид, где известны образования, формационно близкие породам этих элементов. Их амплитуда (без учета сокращения автохтона) оценивается первыми десятками километров. Для элемента d1 достоверно указать корневую зону невозможно. Не исключено, что она скрыта в главном глубинном разломе («офиолитовой сутуре») Урала. Наиболее значительное перемещение (более 30 км) испытал Полуденнобардымский аллохтон, который происходит из Западно-Тагильской зоны интернид, где на поверхность было выведено древнее океаническое основание.

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-ШЕЛЬФОВЫЕ 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 *Parastriatoropa commutabilis* Klaam. — характерной формы роотсикюлаского региогоризонта Эстонии, датированного по конодонтам стандартной верхневенлокской зоной (подзоной) «sagitta» («sagitta bohémica») [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 Подолини [32] соответствуют