

УДК 551.1 : 551.76//77 (497.2)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ БАЛКАНСКОЙ ОБЛАСТИ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

И. К. Начев (Болгария)

Содержание. Вся территория Балканской области в результате герцинской складчатости в конце пермского периода превратилась в платформу. Формации триаса, нижней и средней юры в ее пределах везде носят типично платформенный характер. Однако позднее в южной ее части дважды регенерировался геосинклинальный режим. Одна система геосинклиналей возникла в титоне и продолжала развиваться до альба, другая заложилась в туроне, а заключительная стадия ее развития приходится на неоген и антропоген. Эти геосинклинальные системы были субпараллельными, узкими и не совпадали пространственно. В начальных стадиях их развития образовывались карбонатные или терригенно-карбонатные формации, а в позднеальпийской системе и вулканогенно-осадочные, на поздних и заключительных стадиях — молассовые формации.

Палеогеологическая эволюция Балканской области до сих пор интерпретировалась на основании различных методов и приемов: 1) «орогенические проявления (фазы) и эпейрогенические движения» [2, 3, 22]; 2) развитие эффузивного и интрузивного магматизма [4, 7, 25, 26]; 3) размещение осадочных формаций [1, 17, 18]. В настоящей статье мезозойское и кайнозойское развитие Балканской области интерпретируется на основании закономерного размещения осадочных, эффузивных и интрузивных формаций во времени (стадии и циклы) и в пространстве (платформы и геосинклинали). При этом осадочные формации обязательно развиты во всех стадиях и циклах и поэтому они имеют исключительное значение для палеогеологического анализа области (рис. 1). Настоящая статья не претендует на полноту и содержит ряд дискуссионных вопросов.

В геологическом развитии Балканской области с кембрия выделяются три тектонических цикла: каледоно-герцинский, раннеальпийский и позднеальпийский. Утверждение о существовании единого «альпийского» цикла [2, 7, 8, 14, 20, 26] для этой области, по мнению автора, неправомерно.

Во время каледоно-герцинского цикла (кембрий — пермь) в Балканской области существовали [1] главным образом два палеоструктурных элемента — Македоно-Родопский срединный массив на юге (природа массива выяснена А. Л. Яншиным [24]) и каледоно-герцинская геосинклинальная система на севере. Палеозойская геосинклинальная система была очень обширной. Балканская область была лишь неболь-

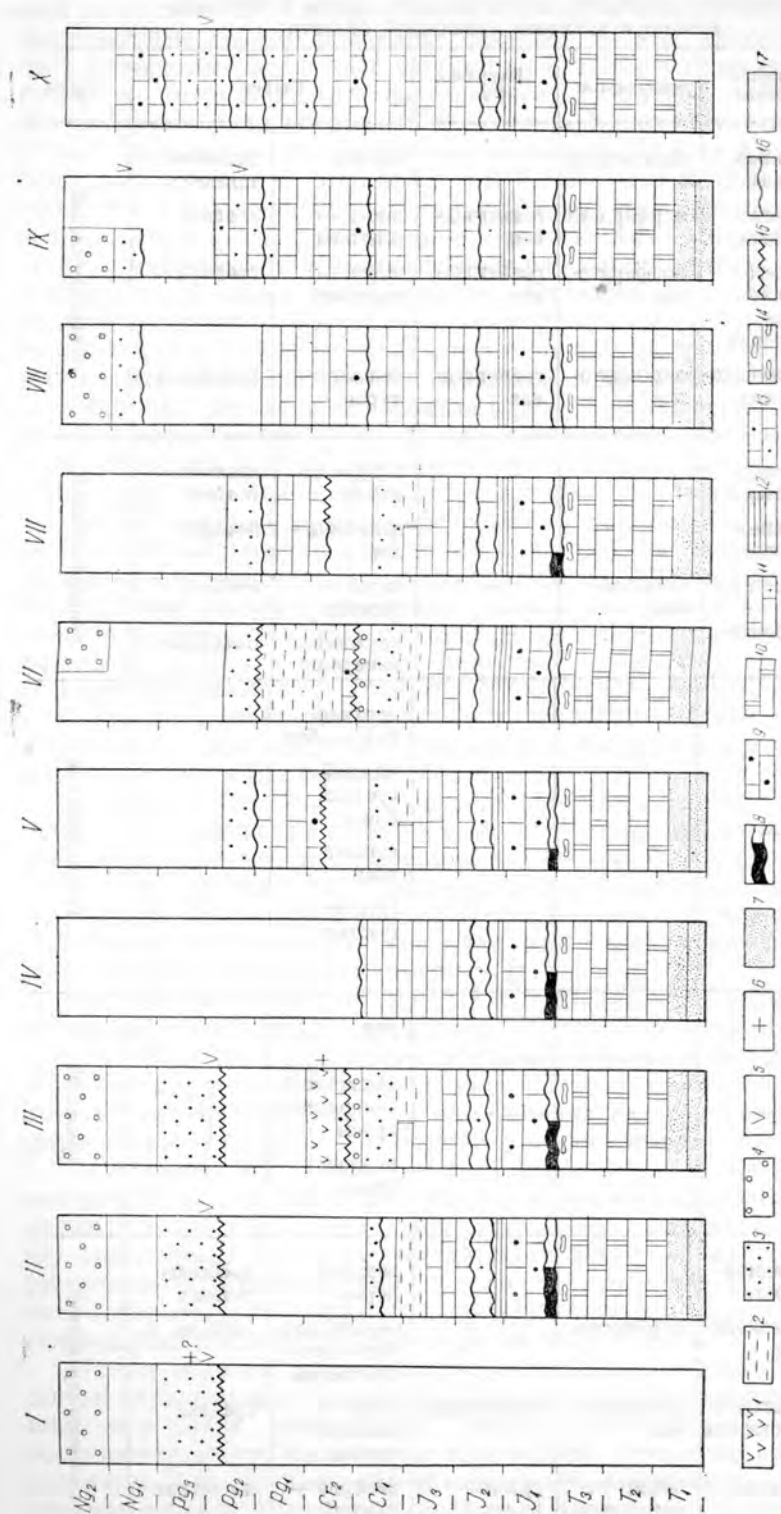


Рис. 1. Формационные колонки мезозоя — кайнозоя: I — Родопский массив; II — Краиште; III — западное Среднегорье; IV — западные Балканы; V — Средние Балканы; VI — Восточные Балканы; VII — Среднее Предбалканье; VIII — Мизийская плита — западная (VIII), центральная (IX) и восточная (X) части; геосинклинальные осадочные формации: 1 — вулканогенно-осадочные, 2 — флишевые, 3 — нижнемолассовые, 4 — верхнемолассовые; магматические формации: 5 — эффузивные, 6 — интрузивные; платформенные осадочные формации: 7 — континентальные красноцветные терригенные, 8 — континентальные угленосные терригенные, 9 — трансгрессивные терригенно-карбонатные, 10 — доломитово-известняковые с ангидритами, 11 — карбонатные (известняковые), 12 — алевроитово-аргиллитовые, 13 — регрессивные терригенно-карбонатные и терригенные, 14 — регрессивные пестроцветные терригенно-карбонатные; 15 — угловые и азимутальные несогласия; 16 — следы размыва (параллельные несогласия); 17 — перерывы

**Геологические формации и тектонические циклы в палеозое,
мезозое и кайнозое Балканской области**

Платформенные	Геосинклинальные	Эффузивные	Интрузивные	Стадии		Циклы
Терригенная	верхнемолассовая	базальтовая		неоген	заклЮчи- тельная	позднеальпийский
Терригенно-карбонатная	нижнемолассовая	порфировая	гранитоидная	эоцен — олигоцен	поздняя	
Карбонатная	флишевая + вулканогенно-осадочная	порфиритовая	гранитоидная	турон — палеоцен	средняя	
Терригенно-карбонатная	(терригенно-карбонатная)	порфиритовая	гранитоидная	сеноман — турон	начальная	
Карбонатная	верхнемолассовая			альб — сеноман	заклЮчи- тельная	раннеальпийский
	нижнемолассовая			валанжин — апт	поздняя	
	флишевая (карбонатная)	(диабазовая?)	—	титон — бериясс келловей — кимеридж	средняя начальная	
Терригенно-карбонатная				верхний байос — бат		геттанг-батский
Аргиллит-алевролитовая	—	—	—	нижний и средний байос	—	
Терригенно-карбонатная				геттанг — тоар		
Континентальная терригенная				геттанг (частью)		
Пестроцветная				рэт		триасовый
Карбонатная	—	—	—	анизийский — норийский ярусы	—	
Красноцветная				нижний триас		
—	верхнемолассовая	порфировая		верхняя пермь	заклЮчи- тельная	каледоно-герцинский
	нижнемолассовая			верхний карбон — нижняя пермь	поздняя	
	флишевая + карбонатная	порфиритовая	к-щелочная	девон — нижний карбон	средняя	
	аспидная	спилит-кератофировая	гранитоидная	кембрий — нижний девон	начальная	

шой ее частью. В отдельные эпохи каледоно-герцинского цикла возникали частные геосинклинальные прогибы. В этих прогибах образовались конкретные осадочные формации, отчасти в сочетании с эффузивными и интрузивными формациями (таблица). Намечены два вертикальных ряда осадочных формаций. К первому относятся (снизу вверх): аспидная → флишевая → нижнемолассовая → верхнемолассовая формации. Этот ряд формаций развит в основном в Белоградчикской области и в юго-западной Болгарии. Второй ряд характеризуется такой последовательностью: аспидная → известняковая → нижнемолассовая → верхнемолассовая формации. Этот ряд распространен широко в остальной части Балканской области. Каледоно-герцинский цикл был полным и типично геосинклинальным [1, 21]. После герцинского горообразования в конце этого цикла возникшая складчатая система была значительно консолидирована и пенепленизирована. Это определило своеобразный характер ее развития в мезозое и кайнозое.

В послепермское время на рассматриваемой территории можно выделить уже три или четыре палеоструктурных элемента. На юге сохранился Македоно-Родопский массив, который был сложен докембрийскими магматическими и метаморфическими породами и вплоть до верхнего эоцена испытывал слабое абсолютное воздымание. На севере возникло небольшое по площади герцинское Добруджское поднятие. Между ними разместилась эпигерцинская подвижная платформа («Мизийская плита»). На этой платформе многократно возникали субплатформенные морские бассейны. В южных частях платформы в двух отдельных интервалах времени возобновлялся геосинклинальный режим и возникали соответственно ранне- и позднеальпийские геосинклинальные системы. Эти системы являлись как бы четвертым палеоструктурным элементом в Балканской области.

В течение триасового и юрского периодов, до кимериджа включительно, эпигерцинская платформа сочленялась прямо с Македоно-Родопским массивом и Добруджским поднятием. В это время между ними не было геосинклиналей. Тектоническая активность была значительно ослабленной. Для южной части платформы, где позднее геосинклинальный режим был снова регенерирован, этот геохронологический интервал можно назвать квазиплатформенным [1, 21].

В триасовом периоде (рис. 2) в пределах эпигерцинской платформы возникали континентальные или морские субплатформенные бассейны и образовались следующие аридные осадочные формации (рис. 3): континентальная красноцветная терригенная (нижний триас) → лагунно-морская доломитово-известняковая (анизийский — норийский ярусы) → регрессивная пестроцветная терригенно-карбонатная формация (рэт).

С геттангского до батского века (рис. 2) почти повсеместно на эпигерцинской платформе образовывались уже гумидные осадочные формации в такой последовательности (рис. 3): континентальная угленосная терригенная (в начале геттангского века) → трансгрессивная терригенно-карбонатная (геттанг — тоар, частью нижний байос) → аргилито-алевролитовая (нижний и средний байос) → регрессивная терригенно-карбонатная формация (верхний байос и бат).

Таким образом, с начала триаса до бата в субплатформенных бассейнах образовались осадочные формации платформенного типа, мало-мощные и почти повсеместно распространенные. Их вертикальная последовательность была везде одинаковой. Трансгрессивные формации сменялись формациями, образовавшимися в условиях максимального распространения морских бассейнов. Образование регрессивных формаций совпадало с общими регрессиями, за которыми следовали ре-

гиональные перерывы осадкообразования (предгеттангский и предкелловейский). С предгеттангским перерывом совпадала смена аридного климата на гумидный, после чего началось образование континентальной угленосной терригенной формации. На этом основании выделены (рис. 3) два осадкообразовательных и соответственно тектонических цикла: триасовый и геттанг-батский.

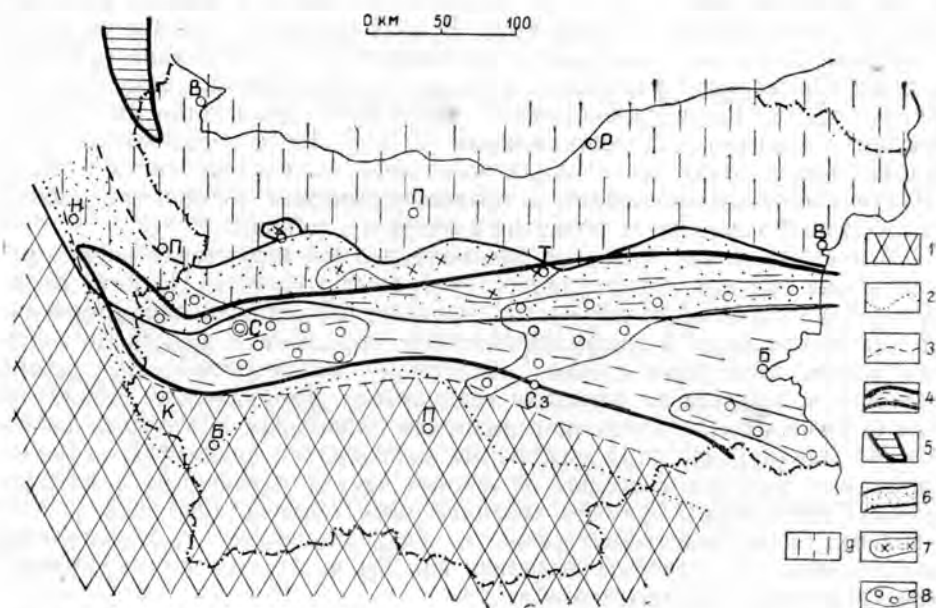


Рис. 2. Схема развития субплатформенных бассейнов и геосинклинальных прогибов в квазиplatformенном интервале (триас—бат) и в раннеальпийском тектоническом цикле (келловей—сеноман):

1 — Македоно-Родопский срединный массив; 2 — южная граница триасовых бассейнов; 3 — южная граница геттанг-батских бассейнов; 4 — Ниш-Троянский прогиб с флишевой формацией (титон, берриас); 5 — Карпатский прогиб с карбонатно-терригенной морской нижнемолассовой формацией (валаанжин—апт); 6 — Пирот-Тырновский передовой прогиб с карбонатно-терригенной морской нижнемолассовой формацией (валаанжин—апт); 7 — главные рифондные барьеры (баррем—апт) между Пирот-Тырновским прогибом и платформенным бассейном; 8 — внутригорные впадины и грабены с угленосной терригенной верхнемолассовой формацией (альб?, сеноман); 9 — платформенные бассейны (келловей — средний альб) с карбонатной формацией

За предкелловейским региональным перерывом еще в ниже- или среднекелловейском подвеке на территории платформы началась новая трансгрессия. Возникший субплатформенный бассейн был повсеместным только с келловейского до кимериджского века (рис. 3), после чего (до среднего альба) в северных частях платформы он был редуцирован.

Келловей-среднеальбский тектонический цикл в развитии платформы и субплатформенного бассейна характеризовался во времени: 1) быстрым начальным общим погружением (келловей) и образованием трансгрессивных терригенно-карбонатных осадков; 2) максимальным распространением и углублением бассейна (оксфорд — баррем) и осадчением карбонатных и глинисто-карбонатных (мергельных) отложений; 3) общей регрессией и обмелением (апт — альб) и образованием терригенно-карбонатных и терригенных отложений [18, 19]. За регрессией последовал региональный среднеальбский перерыв. Упомянутые осадочные комплексы до сих пор не выделены и не охарактеризованы как

самостоятельные осадочные формации. Обычно они описываются как субформации платформенной карбонатной формации, соответствующие отдельным стадиям келловей-среднеальбского тектонического цикла.

В начале титонского века в южной части эпигерцинской платформы геосинклинальный режим был регенерирован, после чего он сохранился

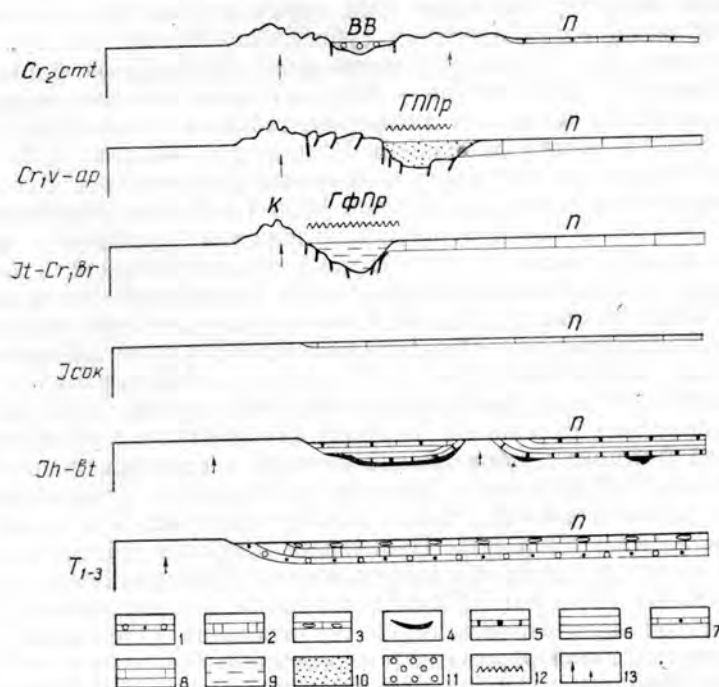


Рис. 3. Схематические палеотектонические профили для квази-платформенного интервала (триас — бат) и для раннеальпийского тектонического цикла (келловей — сеноман):

1 — континентальная красноцветная терригенная формация; 2 — лагунно-морская доломитово-известняковая формация; 3 — регрессивная пестроцветная формация; 4 — континентальная угленосная терригенная формация; 5 — трансгрессивная терригенно-карбонатная формация; 6 — морская умеренно глубоководная аргиллитово-алевролитовая формация; 7 — регрессивная терригенно-карбонатная формация; 8 — карбонатная (известняковая) формация; 9 — флишевая формация; 10 — морская карбонатно-терригенная нижнемолассовая формация; 11 — континентальная угленосная терригенная верхнемолассовая формация; 12 — интенсивные тектонические движения; 13 — поднятия; П — платформы; К — кордильеры; ГФПр — Ниш-Троянский геосинклинальный флишевый прогиб; ГППр — Пирот-Тырновский передовой прогиб; ВВ — внутригорные впадины и грабены (с верхней молассой)

здесь до сеноманского века. Созданную геосинклинальную систему можно назвать раннеальпийской [18]. Она была узкой и субширотной и располагалась между Македоно-Родопским массивом на юге и сохранившейся эпигерцинской платформой на севере. Раннеальпийская геосинклинальная система характеризовалась неполным геосинклинальным развитием в течение келловей-сеноманского тектонического цикла. Аспидная формация в ней отсутствует. Она замещена квазиплатформенной карбонатной формацией (келловей — кимеридж). На отложениях карбо-

натной формации с постепенным переходом залегают флишевые отложения (титон — берриас). Таким образом, геосинклинальное развитие здесь началось непосредственно со средней («доорогенной») стадии полных тектонических циклов [21]. В раннеальпийском тектоническом цикле (келловей — сеноман) были выделены четыре стадии. Начальная стадия (келловей — кимеридж) была унаследована и имела почти платформенный характер развития. Она характеризовалась слабым погружением области, возникновением субплатформенного бассейна и отложением в нем еще типично платформенной карбонатной формации (см. рис. 2). Средняя стадия (титон — берриас) была типично геосинклинальной. Она характеризовалась дифференциальным поднятием и ростом кордильер вдоль линии сочленения Родопского массива и платформы. Области к северу от кордильер интенсивно погружались. Здесь возник новообразованный геосинклинальный Ниш-Троянский флишевый прогиб (см. рис. 2 и 3). В нем накопились отложения флишевой формации. К концу средней стадии в прогибе начался рост складок, а южные его части испытали поднятие. Поздняя стадия (валаанжин — апт) характеризовалась началом общего поднятия и миграцией геосинклинали к северу. Здесь в северных частях флишевого прогиба и на примыкающих к нему южных частях эпигерцинской платформы формировался частично унаследованный Пирот-Тырновский передовой прогиб (см. рис. 2 и 3). В нем накопились отложения морской карбонатно-терригенной нижнемолассовой формации, образование которой сопровождалось развитием складчатости, тенденциями к общему поднятию и горообразованию. Во время заключительной стадии (альб — сеноман) эти тенденции сохранились и даже усилились. Произошла миграция областей осадконакопления к югу на ранее сформированные структуры. Здесь в прогибах и ограниченных сбросами грабенах возникли внутригорные впадины, в которых накопились отложения континентальной угленосной терригенной верхнемолассовой формации (см. рис. 2 и 3).

Таким образом, геологическое развитие раннеальпийской геосинклинальной системы характеризовалось типичными геосинклинальными средними, поздними и заключительными стадиями тектонического цикла. Основной вертикальный формационный ряд следующий: (карбонатная) → флишевая → нижнемолассовая → верхнемолассовая формации. В крайних северных частях системы нижнемолассовая формация залегает непосредственно на флишевой формации. Флишевый и передовой прогибы, как и внутригорные впадины и грабены, представляли собой частные геосинклинали, которые существовали в отдельных стадиях раннеальпийского цикла. Возникшие в них характерные геосинклинальные осадочные формации соответствовали какой-либо из стадий цикла. Частные геосинклинали и геосинклинальная система в целом являлись существенными палеоструктурными элементами в раннеальпийской истории Балканской области.

Геосинклинальная система, испытывавшая складчатость и приподнятая в конце раннеальпийского цикла, уже в начале верхнего мела была консолидирована и пенепленизирована. Частично в ее пределы и на лежавшую севернее эпигерцинскую платформу еще в сеноманском (локально в конце среднего альба) и частью в туронском веке проникла трансгрессия. В возникшем субплатформенном мелководном бассейне формировалась трансгрессивная терригенная формация почти платформенного типа. Вслед за фазой трансгрессии последовала фаза максимального расширения бассейна (сенон, палеоцен). Позднее произошли регрессия (эоцен — плиоцен) и полное осушение (антропоген). За время

сохранила свою консолидацию. Геосинклинальное развитие этой системы в течение сеноман-антропогенного (позднеальпийского) тектонического цикла было неполное. Аспидная формация в ее разрезе замещена трансгрессивными терригенно-карбонатными мелководными отложениями платформенного типа (сеноман, частью турон). С постепенным переходом на них залегают отложения флишевой или вулканогенно-осадочной формации. Типичное геосинклинальное развитие и здесь началось непосредственно со средней стадии полных циклов. В позднеальпийском тектоническом цикле можно выделить четыре стадии. Начальная стадия (сеноман, частью турон) имела почти платформенный характер. Существовало слабое погружение, возник мелководный субплатформенный морской бассейн и образовались отложения нижней части трансгрессивной терригенно-карбонатной формации. Средняя стадия (частью турон — палеоцен) была типично геосинклинальной. Она характеризовалась дифференциальными поднятиями и прогибаниями. В этой стадии в геосинклинальной системе возникли и существовали почти одновременно два частных геосинклинальных прогиба — Среднегорский и Еминский. Прогибы были отделены друг от друга Балканской геоантиклиналью, вдоль которой располагались островные кордильеры (рис. 4 и 5). Среднегорский вулканогенно-осадочный прогиб, существовавший в течение верхнего мела, был внутренним по структурному положению и эвгеосинклинальным по типу развития. Морское осадконакопление и подводно-вулканическая деятельность образовали в его пределах вулканогенно-осадочную формацию, которая латерально сменяется эффузивной порфиритовой (андезит-латитовой [9]) формацией. Поздняя магматическая деятельность привела к образованию интрузивной гранитоидной формации с дайковой субформацией. Еминский флишевый прогиб (частью турон, сеноман, палеоцен) был внешним в геосинклинальной системе. В прогибе формировалась только флишевая формация.

Среднегорский прогиб был смят и замкнут после верхнего мела, а Еминский прогиб — после палеоцена. В связи с этой складчатостью в начале эоцена (ипр, лютет) севернее возник Кула-Обзорский предгорный передовой прогиб (рис. 4 и 5). В нем образовалась морская терригенная нижнемолассовая субформация. После лютета в прогибе произошла складчатость и он прекратил свое развитие. Позднее, уже в верхнем эоцене и олигоцене, в южных частях геосинклинальной системы и даже в пределах Македоно-Родопского массива возникли внутригорные грабены и наложенные впадины. В них накопились отложения континентально-морской нижнемолассовой субформации в сочетании с эффузивной порфириковой формацией и локально с интрузивной гранитоидной формацией [6, 11]. Таким образом, палеогеновая нижнемолассовая формация на территории Болгарии состоит из разновозрастных и разнотипных субформаций. Раскалывание, поднятие и горообразование продолжались и в заключительной (неоген, антропоген) стадии тектонического развития этой области. В течение миоцена и в основном в плиоцене создались котловинные бассейны и грабены и формировалась континентальная угленосная терригенная верхнемолассовая формация. В неогене был проявлен заключительный (финальный) вулканизм и образовалась базальтовая формация. Она обнажена по меридиональным разломам от Свиштова до Чирпана и в Крумовградском районе [12]. Горообразование, проявленное классическим образом, привело к возникновению крупных горных сооружений. Современные морфотектонические единицы в Балканской области оформились окончательно.

Таким образом, развитие позднеальпийской системы характеризовалось средней, поздней и заключительной геосинклинальными стадиями.

ми цикла. В геосинклинальных прогибах в каждой стадии цикла формировались характерные осадочные формации, в некоторых случаях в сочетании с эффузивными и интрузивными формациями. Намечены два основных вертикальных формационных ряда. К первому относятся: (терригенно-карбонатная) → вулканогенно-осадочная → нижнемолассовая → верхнемолассовая формации. Они развиты в южной части геосинклинальной системы (Среднегорье). Во втором формационном ряду

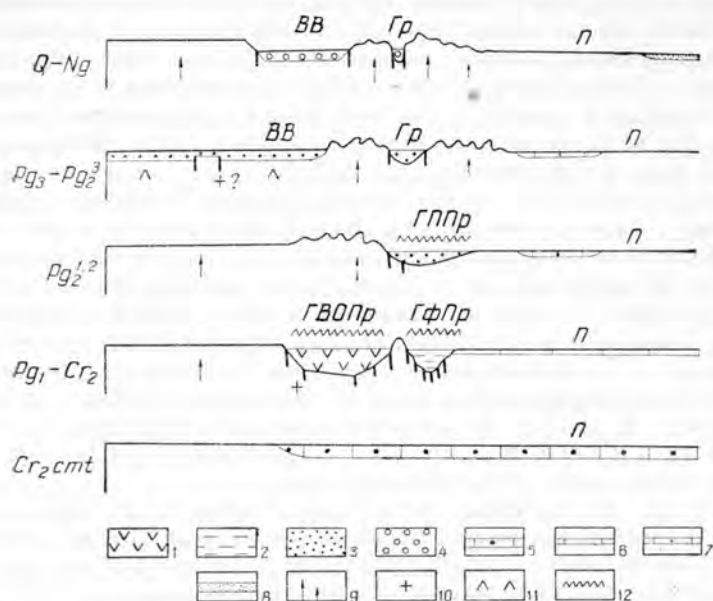


Рис. 5. Схематические палеотектонические профили для позднеальпийского тектонического цикла (верхний мел — антропоген): 1 — вулканогенно-осадочная формация; 2 — флишевая формация; 3 — морская и континентально-морская нижнемолассовая формация; 4 — континентальная верхнемолассовая формация; 5 — трансгрессивная терригенно-карбонатная формация; 6 — карбонатная формация; 7 — регрессивная карбонатно-терригенная формация; 8 — терригенная формация; 9 — поднятия; 10 — интрузии; 11 — эффузии; 12 — интенсивные тектонические движения; П — платформы; ГВОП — Среднегорский геосинклинальный вулканогенно-осадочный прогиб; ГФП — Еминский геосинклинальный флишевый прогиб; ГПП — Кула-Обзорский передовой прогиб; Гр — грабены; ВВ — внутренние впадины

имеется такая последовательность: (терригенно-карбонатная) → флишевая → нижнемолассовая → верхнемолассовая формации. Этот ряд развит в областях Еминского флишевого прогиба. В северных частях системы над платформенной карбонатной формацией (сенон, палеоцен) следует морская терригенная нижнемолассовая субформация (ипр, лютет), над которой залегает локально верхнемолассовая формация. Нижне- и верхнемолассовые формации залегают в Краиште непосредственно на раннеальпийских и более древних осадочных формациях, а в Македоно-Родопском массиве — на докембрийских породах.

Геологическое развитие ранне- и позднеальпийской геосинклинальных систем произошло аналогичным путем. Оно было близко к идеальной типовой схеме развития геосинклинальных систем в течение полных циклов [21]. Это подтверждается вышесказанным и сравнением, напри-

мер, с развитием каледоно-герцинской геосинклинальной системы, которая существовала здесь в палеозое, [1]. Сравнение ранне- и позднеальпийской геосинклинальных систем позволяет наметить некоторые особенности и закономерности в их развитии.

В сравнении с Альпийской и Крымско-Кавказской геосинклинальными системами [13, 16, 21, 27], чье моноциклическое развитие продолжалось в течение мезозоя и кайнозоя и характеризовалось хорошо развитыми и продолжительными начальными и средними стадиями, рассматриваемые две последовательные геосинклинальные системы (ранне- и позднеальпийская) имели исключительно короткое существование, а развитие их было бициклическим. Раннеальпийская геосинклинальная система возникла в начале титонского века и существовала до середины сеноманского века. Позднеальпийская система была регенерирована в туронском веке и существовала до антропогена. Развитие этих двух систем и их частных геосинклинальных прогибов, геантклиналей и кордильер было связано с развитием Македоно-Родопского массива и особенно с развитием эпигерцинской платформы и субплатформенных бассейнов в ее пределах. Обе геосинклинальные системы были расположены между Македоно-Родопским массивом на юге и эпигерцинской («Мизийской») платформой на севере. Они пространственно только частично перекрывались. Геосинклинальные системы были вытянуты в широтном и субширотном направлениях. Они были сравнительно узкими (до 100—200 км). К западу, после известного дугообразного изгиба, они выклинивались и не были связаны с Карпатскими и Шумадийско-Вардарскими геосинклиналями (см. рис. 2 и 4).

Ранне- и позднеальпийские геосинклинальные системы были сформированы наложенным путем, регенерацией геосинклинального режима после платформенного. Геосинклинальное развитие Балканской области было прервано нейтральными квазиплатформенными интервалами: 1) в течение триаса, нижней и средней юры между каледоно-герцинским и раннеальпийским циклами; 2) в начале верхнего мела (частью сеноман, частью турон) между ранне- и позднеальпийскими циклами (см. рис. 2 и 5).

В двух альпийских геосинклинальных системах тектонические циклы были неполными. В них начальные стадии интенсивного погружения были проявлены вяло и поэтому аспидные формации отсутствуют. Их заместителями являются квазиплатформенные карбонатная (келловей — кимеридж) и терригенно-карбонатная (сеноман, турон) формации. Таким образом, типично геосинклинальное развитие в них началось непосредственно со средней («доороженной») стадии классических циклов [21].

В обеих геосинклинальных системах средняя [2], поздняя [3] и заключительная [4] стадии были развиты классическим образом. В них формировались последовательно соответствующие типично геосинклинальные осадочные формации — флишевые [2], нижнемолассовые [3] и верхнемолассовые [4].

В непосредственном соседстве с флишевыми прогибами в них возникали кордильеры. Они были обязательными элементами и представляли собой высоко приподнятые, частью островные суши. Они служили источником огромного количества терригенного материала для образования турбидитов в флишевой формации.

Миграция геосинклинальных прогибов к северу осуществлялась аналогичным образом, в двух случаях после средних стадий. В поздней стадии были созданы соответственно Пирот-Тырновский и Кула-Обзорский передовые прогибы. Как правило, они залегали на северных ча-

стях приподнятых и складчатых флишевых прогибов и на южных частях платформы. Кула-Обзорский прогиб имел к тому же характер предгорного прогиба. Миграция областей осадконакопления к югу началась в начале заключительной стадии (альб, сеноман) в течение раннеальпийского цикла и в конце поздней стадии (верхний эоцен) в позднеальпийском цикле.

Как правило, все частные геосинклинали (отдельные прогибы) существовали только в одной из стадий цикла. В каждой из них формировалось только по одной обязательной формации, причем осадочной. Вертикальная последовательность осадочных формаций была строго закономерной. В отличие от осадочных эффузивные и интрузивные формации были необязательными. Они формировались только в некоторых частях прогибов и в отдельные, обыкновенно поздние моменты их существования и эволюции. Это дает основание в отношении осадочных формаций частные геосинклинали прогибы понимать как моноформационные геосинклинали [15]. В зависимости от состава выполняющих их осадочных формаций геосинклинали прогибы (частные геосинклинали) обоих циклов подразделяются на четыре типа: 1) вулканогенно-осадочные прогибы (Среднегорский), которые характеризовались формированием нормальных морских отложений и частью пирокластиков в связи с подводной вулканической деятельностью. С вулканической деятельностью в прогибе связано образование порфиритовой, а с интрузивной — гранитоидной формации; 2) флишевые прогибы (Ниш-Троянский и Еминский), которые характеризовались образованием лишь флишевых формаций; 3) нижнемолассовые прогибы, которые в одних случаях имели характер морских передовых прогибов (Пирот-Тырновский, Кула-Обзорский) и частью предгорных прогибов (Кула-Обзорский), а в других — континентально-морских внутригорных и внутренних впадин и грабенов; 4) верхнемолассовые прогибы, имевшие характер преимущественно континентальных внутренних и внутригорных впадин, грабенов и котловин.

Складкообразование и рост структур в геосинклинальных системах были непрерывно-прерывистым процессом. Они были интенсивными в конце стадий, вероятно, в связи с быстрым поднятием, замыканием и миграцией прогибов. Тектонические движения были сравнительно быстрыми и интенсивными в начале титонского и в берриассовом веке (новокимерийская складчатость), после аптского века (австрийская складчатость), после верхнего мела и после палеоцена (ларамийская складчатость), после лютета (пиренейская складчатость) и после олигоцена (савская складчатость).

Внутренний вулканогенно-осадочный прогиб (Среднегорский) существовал только в позднеальпийской геосинклинальной системе в средней стадии цикла. Для соответствующей стадии раннеальпийской системы нет данных о наличии такого прогиба.

В раннеальпийской системе почти не происходила магматическая деятельность. Пока имеются лишь недостоверные данные о локальных (Истранджа) и спорадических вулканических проявлениях («зеленые породы и диабазы») в титонском флишевом прогибе в средней стадии [5, 7, 23].

В позднеальпийской системе эффузивный магматизм был интенсивным, но спорадическим: в средней стадии (верхний мел) андезит-латитовый (порфиритовая формация); в поздней стадии (верхний эоцен, олигоцен) андезит-дацит-риолитовый (порфировая формация); и в заключительной стадии (неоген) базальтовый (базальтовая формация). Интрузивный магматизм в Среднегорье был интенсивным и имел габбро-

диорит-монцитонитовый или порфиритовый состав (гранитоидная формация) после средней стадии (верхний мел), а в Родобах был более слабым и представлен дифференцированными малыми интрузиями (гранитоидная формация) в поздней стадии (олигоцен).

Несомненно, эффузивные и интрузивные формации недостаточны для правильного толкования геологической эволюции геосинклинальных систем. В этом отношении и по значению они отличаются существенно от осадочных формаций, которые обязательны и характерны для отдельных стадий циклов.

Горообразовательные процессы в раннеальпийской системе были очень слабыми и приуроченными к концу цикла. Наоборот, в позднеальпийской системе они были проявлены в классическом виде, главным образом в поздней и заключительной стадиях цикла. Тогда же были сформированы современные крупные горные сооружения.

В течение ранне- и позднеальпийского тектонических циклов были созданы разновозрастные структуры. Кроме времени образования они различаются по составляющим их осадочным формациям, по вмещенным среди них эффузивным и интрузивным породам, а также по стилю и направлению их директрис. Разновозрастные структуры одного цикла совпадают между собой по простиранию. Слагающие их формации залегают согласно или отделены друг от друга малыми угловыми несогласиями, и лишь в отдельных случаях разделены ясными угловыми и региональными структурными несогласиями (см. рис. 1). Такие несогласия наблюдались очень хорошо после образования складчатых структур, созданных [1] после средней (титон, берриас) и поздней (апт) стадий раннеальпийского цикла и [2] после средней (верхний мел, палеоцен) и поздней (лютет, олигоцен) стадий позднеальпийского цикла. То обстоятельство, что две разновозрастные геосинклинальные системы и их прогибы не совпадали полностью по площади и ориентировке является серьезным противопоставлением прямой унаследованности этих структур. О том же свидетельствует и формирование ранне- и позднеальпийских геосинклинальных прогибов путем регенераций геосинклинального режима.

Современные морфотектонические зоны и их структуры возникли в основном в связи с позднеальпийскими тектоническими движениями. Их следует интерпретировать главным образом как результат позднеальпийского развития и складчатых движений в этом цикле. Иногда при формировании этих структур осуществлялось их объединение с существенно разнородными раннеальпийскими и даже каледоно-герцинскими элементами. В глубоко обнаженных зонах (Краиште) и структурах (Центрально-Балканский антиклинорий) эти элементы видны часто лучше в сравнении с сохранившимися изолированными элементами основных позднеальпийских структур. Толкование возникновения и развития морфотектонических зон и конкретных структур в них следует производить не только на основе структурного анализа, но также палеогеологическим анализом и на основании закономерностей в размещении осадочных формаций в пространстве и времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексиев Б., Начев И., Хрисчев Х., Чаталов Г., Янев С. Формационные ряды и закономерности геологического развития Балканской области в палеозое и мезозое. «Карл-Балк. геол. асоц.», VII конгресс, докл., ч. II, т. I. София, 1965.
2. Бончев Е. Алпидски тектонски прояви в България. «Сп. Бълг. геол. д-во», 1940, т. XII, кн. 3.

верхнеюрских) и представлены двумя толщами пород: песчано-глинистой мощностью до 580 м (Кариз) и известняковой (рис. 1).

Песчано-глинистая толща в полных ее разрезах состоит из трех пачек пород: нижней песчаной, средней мергельно-алевролитовой и верхней песчаной.

Нижняя песчаная пачка при мощности от 0 до 98 м представлена серыми и розоватыми аркозовыми мелко- и среднезернистыми песчаниками иногда с прослоями известняков. Верхнекампанский возраст пород обосновывается наличием двустворок *Lophia falcata* Mort. (сборы С. В. Пескова, определения В. И. Кузнецова), фораминиферами



Рис. 1. Местоположение разрезов и пунктов, упоминаемых в статье:

1 — граница между Туранской плитой и эпиплатформенной орогенической областью; 2 — разрезы и пункты (1 — Мургаб, 2 — Караколь, 3 — Ангот, 3а — Ширам, 4 — Даханитор (Беги-Ку), 5 — Доаб, 6 — Дудкаш, 7 — восточно-багланский разрез, 8 — Карабатур, 9 — Кухе-Альбурз, 10 — Мор-Муль, 11 — Чучал, 12 — Кортау, 13 — Амбар, 14 — Хваджай, 15 — Зулфугар, 16 — Ходжа-Шахаб, 17 — Сабзак, 18 — Бандигандао, 19 — Бола-Бокан, 20 — Кафлатун, 21 — Дарз-аб, 22 — Ташкуртан, 23 — Кариз, 24 — Паскай, 25 — Ялангач, 26 — Джангали-Колон; 27 — Келиф, 28 — Бельчирах); 3 — выходы пород фундамента на поверхность

Textularia regini Volosch., *Globigerinella aspera* (Ehrenb.), *Globigerina kelleri* Subb. и положением в сводном разрезе.

Средняя мергельно-алевролитовая пачка — алевролиты серые, тонкослоистые, известковистые, глинистые с прослоями мергелей мощностью до 0,15 м. Эти породы охарактеризованы аммонитами *Discoscaphites* cf. *monasteriensis* Schlüt., *Acanthoscaphites* cf. *roemeri* Orb. (сборы С. В. Пескова, В. И. Кузнецова, определения В. Д. Ильина), морскими ежами *Epiaster* aff. *nobilis* Stol., *Echinocorys* sp. (определения А. И. Шеломенцева) и фораминиферами: *Textularia baudouiniana* Orb., *Grammostomum plaitea* (Carsey), *G. incrassatum* var. *incrassata* (Reuss), *Bolivinoidea giganteus* Hilte et Koch., *Beisselina aequigranensis* (Beissel), *Nonionella cretacea* Cushman, *N. kalinini* Volosch., *Cibicides excavatus* Brotz., *C. voltzianus* (Orb.), *C. spiro-punctatus* Gall. et Morr., *Bolivinoidea decoratus* var. *decoratus* Jons., *Globorotalites micheliani* Orb. (определения Е. Д. Шац). Приведенные аммониты и фораминиферы определяют верхнекампанский возраст вмещающих их пород. Мощность пачки 0—132 м.

Верхняя песчаная пачка — песчаники серые, светло-серые, массивные, кварцево-полевошпатовые, мелко- и среднезернистые, с известковистыми конкрециями. Мощность 0—225 м.

В Афгано-Таджикской впадине¹ нижняя часть верхнекампанских отложений мощностью от 24 до более 140 м представлена мергелями, известняками, глинами и иногда песчаниками. В них обнаружены аммониты *Hoplitoplacenticeras* sp. [в разрезе Амбар, сборы В. В. Печникова, по определению О. В. Черкесова, это *Hoplitoplacenticeras* cf. *coesfeldiense*? (Schlüt.)], двустворки *Lopha falcata* Mort., *Ceratostreon spinosum* Math., рудисты *Gyropleura gaurdakensis* Renng.

Верхнекампанские отложения в пределах Северо-Афганского выступа и Банди-Туркестана залегают трансгрессивно на породах от нижнего турона до нижнего кампана, а в Предпаропамизской ступени еще более глубоким стратиграфическим несогласием на отложениях мезозинской свиты титонского (?) возраста.

В северном направлении предверхнекампанское несогласие явно ослабевает и становится малозаметным [местами оно зафиксировано М. Р. Джалиловым (1966 г.), В. И. Корчагиным и в центральной части Таджикской депрессии]. Выявленное трансгрессивное залегание верхнесенонских отложений на более древних отложениях согласуется с фактами несогласного залегания верхнемеловых рудистовых известняков на юрских образованиях в пределах юго-восточного Памира, с указаниями Дж. Штёклина [35] о наличии внутрисенонского несогласия на территории Ирана и с данными М. С. Кришнана [13] о предверхнекампанском перерыве в осадконакоплении на территории Пакистана. Предверхнекампанской трансгрессии, таким образом, предшествовала регионально выраженная регрессия верхнемелового морского бассейна в пределах обширных районов Средней и Высокой Азии.

Рассмотренные песчано-глинистые отложения нижней части верхнего кампана вверх по разрезу согласно сменяются пачкой известняков верхнего кампана — маастрихта. С них начинается мощная толща карбонатов свиты Гури.

Известняки свиты Гури. К востоку от Бала-Мургаба данная свита представлена в основном известняками. По характеру слоистости, фауне и литологическому составу свита Гури расчленена на три пачки (снизу вверх):

- а) пачку нижних массивных известняков верхнего кампана и маастрихта;
- б) пачку средних слоистых известняков и гипсоносно-карбонатных пород датско-монтского возраста;
- в) пачку верхних массивных фораминиферовых известняков танетского яруса.

Мощность известняков Гури изменяется от 150—170 (Майманинский выступ, Джангали-Колон) до 640 м на Шираме, 500—600 в Кундузском районе и до 920 м в Даханиторе.

Нерасчлененные отложения верхнего кампана — маастрихта

Пачка нижних массивных известняков Гури

Верхнекампанский возраст нижней части массивных известняков определяется наличием в них аммонитов *Hoplitoplacenticeras vari* Schlüt. var. *marroti* Coq. (определение В. Д. Ильина по сборам С. Д. Иванова в разрезе Кортау), двустворок *Lopha falcata* Mort., *Ceratostreon spinosum* Math., *Inoceramus balticus* Böhm, *I. regularis* Orb. и др.

¹ Тектоническое районирование Верхне-Амударьинской депрессии см. в работе В. И. Браташа и др. [3].

Для верхней части нижних массивных известняков характерны аммониты, среди которых в сборках Г. Н. Хатискаци из даханиторского разреза В. И. Кузнецовым определен *Discoscaphites constrictus* Sow., а в других разрезах двусторонки *Gryphaea vesicularis* Lam. var. *similis* Pusch, *Amphidonta malikensis* Musai., рудисты *Biradiolites boldjuanensis* Bobk., *Praeradiolites* aff. *schurobdariensis* Bobk., *Laperouseia* aff. *baldjuanensis* Bobk. и другие формы, стратиграфическая принадлежность которых к маастрихтским отложениям на еще более обширном материале для южных районов Средней Азии установлена исследованиями Н. Н. Бобковой, В. Д. Ильина, Г. М. Беляковой, М. Р. Джалилова, А. С. Соколова-Кочегарова [30] и др.

Рассматриваемая пачка пород сложена серыми, темно-серыми, серовато-зеленоватыми, коричнево-серыми, розоватыми и розовыми известняками. На расстоянии они кажутся желтовато-коричневыми, чем отличаются от вышележащих карбонатов. Известняки неравномерно глинистые, иногда алевритовые и песчанистые, органогенно-детритовые, в более южных районах фораминиферовые. Почти всегда характеризуются массивной текстурой и часто образуют отвесные обрывы, мощные монолитные выступы и куэсты. Для этой пачки характерны окраска, массивность, часто наличие фораминифер и фауны.

В нижних 30 м пачки на Кортауской и Карабатурской структурах наблюдались внутриформационные известняковые брекчии, имеющие местное значение. В частности, в карабатурском разрезе в нижних 10—20 м среди известняков с фауной встречены два прослоя по 1 м известняковых брекчий с обломками известняков до 0,15—0,2 м.

Обращает на себя внимание постоянство мощности этих известняков в восточных разрезах, не затронутых размывами. Например, на площади более 30 000 км² (очерчиваемой разрезами Кухе-Альбурз, Мор-Муль, Чучал, Кортау, Хваджайская структура, Амбар, восточно-багланский разрез, Даханитор) мощность этих известняков составляет 120—130 м.

В пределах Банди-Туркестана количество фауны в известняках резко сокращается, а мощность их уменьшается от Бельчираха в западном направлении до 50 м в Мургабском разрезе и до 14 м в Бала-Бокане. Единицами метров ее можно определить в северо-западных предгорьях Паропамиза (разрезы Сабзак, Ходжа-Шахаб).

По нашим наблюдениям, фораминиферовые известняки в описываемой пачке встречаются именно в восточной части Северного Афганистана. Появляются они восточнее Ангота, Ширама и Кухе-Альбурза. Вдоль меридиональной зоны Даханитор — Хульм фораминиферовые известняки слагают здесь всю свиту Гури. Через эту зону морская трансгрессия достигала самых дальних северных рубежей на протяжении всего времени до танетского века включительно.

Нерасчлененные датско-монтские отложения

В единой толще известняков Гури средняя их часть на большей части описываемой области к востоку от мургабского разреза в основном представлена пачкой средних слоистых известняков. Они залегают между фаунистически охарактеризованными известняками маастрихта и танетского яруса. Стратиграфическим, а в северной части и литологическим аналогом этой пачки являются акджарские слои Таджикской депрессии, выделенные К. В. Бабковым и Г. П. Крейденковым [1]. Западнее Мургаба эта часть разреза представлена терригенными, карбонатными и гипсоносными породами.

Мощность рассматриваемых отложений изменяется следующим образом: в зульфагарском разрезе — 360 м, в северо-западных предгорьях Паропамиза и в Бандигандао — 80—167, в Банди-Туркестане — 90—100, на юго-восточном окончании Туранской плиты — 54 (Келиф) — 180 (Майманинский выступ), в пределах остальной территории от 100 до 300—350 м (Даханитор-Доабский район).

На большей части области и особенно в южных районах описываемые отложения представлены известняками и редко доломитами.

Известняки белые, светло-серые, часто хорошо слоистые, тонко- и среднеплитчатые, слабые и крепкие, с мучнистым изломом, в различной степени доломитизированные, в более южных районах крепкие, более массивные и фораминиферовые. Фораминиферовые известняки особенно характерны для зоны, проходящей через Даханитор — Хульм. В нижних 50 м встречаются прослои с розовым и красноватым оттенком (Чучал, Кортау, Карабатур), а в подошве их иногда залегают светло-желтые или зеленовато-серые мергели или микрослоистые мергелеподобные известняки (Дудкаш, восточно-багланский разрез, Хваджайская структура). Известняки прослоями оолитовые и псевдоолитовые. Прослои песчанистых и алевролитистых известняков наблюдаются редко и отмечены только в Кортау, Карабатуре (в нижних 40 м) и Даханиторе (в 140—150 м от подошвы). В Ширамском районе они, наоборот, встречаются в верхней половине слоистых известняков.

Севернее Северо-Афганского выступа и Банди-Туркестана, в обнаженной части Обигармской и Кафирниганской мегантиклиналей данная пачка пород фациально переходит в известняки и доломитизированные известняки с прослоями гипсов. Гипсоносность в большей мере характерна для нижней части пачки. Наиболее гипсоносны хваджайский, каракольский и джангаликолонский разрезы. Начиная с Мургаба и западнее его датско-монтские отложения представлены пестроцветными и красноцветными, неравномерно загипсованными терригенными породами.

Роль красноцветных и грубообломочных пород возрастает от Мургаба в западном направлении в сторону Сабзакского перевала, Ходжа-Шахаба, Зульфагара. Простираение зоны мелководных, лагунных и континентальных отложений, вероятнее всего, приближается к меридиональному, а ширина ее в северо-западном Афганистане составляет около 200 км. Эта тектонически более приподнятая часть территории севера Афганистана в описываемое время препятствовала распространению морской трансгрессии из центральных и восточных районов на запад в сторону Туркмено-Хорасанской области и Копет-Дага. В нижней половине рассматриваемых отложений выше фаунистически охарактеризованных известняков маастрихта в мургабском разрезе встречаются *Cardium* sp., *Cardita* sp., *Bryozoa*, *Serpula* sp. В районе угольных месторождений Даханитор и Шабашек пачка слоистых известняков часто содержит ядра морских ежей и двустворчатых моллюсков. На участке Бехику Дарьюсуфского угольного месторождения в нижних 80 м светло-серых известняков Ю. П. Чеповым и Э. А. Базановым были собраны остатки морских ежей, похожих на *Echinocorys sulcatus* Goldf. (определения А. И. Шеломенцева, подтвержденные О. И. Шмидт)². По данным К. Я. Михайлова и В. П. Колчанова (1967 г.), в этом же районе (Шабашекское угольное месторождение), у сел. Алимджан Хан, в приподошвенной части слоистых известняков серые глинистые, в основании глау-

² После более детального изучения этих морских ежей А. И. Шеломенцев в своем заключении в 1968 г. отмечает, что эти формы имеют черты сходства как с датскими, так и с палеоценовыми формами и, возможно, являются новыми видами.

конитовые известняки содержат остатки морских ежей — *Echinocorys* aff. *sulcatus* Goldf. и *E. aff. pyrenaicus* Seun., в 116 м выше подошвы в зеленовато-серых мергелях были найдены брахиоподы *Cyclothyris* sp. (ареал распространения этого рода — верхняя юра — мел) и *Gryphaea* sp. В 200 м выше подошвы в 65-метровой пачке в зеленовато- и голубовато-серых, глинистых и глауконитовых известняках встречены морские ежи *Hemiaster* sp. и *Echinocorys* sp. (все определения В. И. Кузнецова). В разрезе Доаб (данные Г. Н. Хатискаци) в 100 м выше подошвы средней пачки свиты Гури в сборах фауны В. И. Кузнецовым определены *Gryphaea vesicularis* Lam., *G. vesicularis* Lam. var. *similis* Pusch, *Chlamys* sp., *Ceratostreon* sp., *Amphidonta* sp. В Чучале в наших сборах фауны из приподошвенной части акджарских слоев определены *Cardium* ex gr. *alternans* Reuss, *Nemocardium* sp., *Turritella* sp. В верхней части аналогов акджарских слоев встречаются остатки *Meretrix* sp., *Cardium* sp., *Cardita* sp., *Lucina* sp., *Hexacoralla* и *Gastropoda*. По данным А. С. Соколова-Кочегарова, Г. И. Хасиной и Г. И. Немкова (1962), в 30—40 м от подошвы карбонатно-сульфатной толщи акджарских слоев разреза Актау (северо-восточнее г. Термеза) встречаются рудисты.

В непрерывных разрезах свиты Гури, охарактеризованных в нижних частях верхнекампанской и маастрихтской фауной, а в верхних толщах танетским комплексом палеонтологических остатков, наличие отложений, синхронных датским и монским осадкам, представляется достаточно очевидным. С этой точки зрения находки выше маастрихтских отложений морских ежей, сходных с датскими, наличие меловых форм моллюсков *Gryphaea vesicularis* Lam. var. *similis* Pusch, брахиопод рода *Cyclothyris*, а также и рудистов являются существенным доказательством в пользу не монского, а датского возраста нижней части средних слоистых известняков свиты Гури и соответствующей ей нижней части карбонатных и сульфатных пород акджарских слоев. Органические остатки из акджарских слоев Северного Афганистана монографически еще не описаны и вероятнее всего по этой причине руководящие формы для монских отложений здесь не были выявлены. Этот пробел в проведенных исследованиях в значительной мере компенсируется результатами изучения акджарских слоев в правобережной, советской части Афгано-Таджикской впадины. По данным Г. П. Крейденкова [12], во многих разрезах среди доломитовых прослоев акджарских слоев, начиная с самых их низов, встречаются *Lucina montensis* Cossm., *Corbis montensis* Cossm., *C. transversaria* Cossm., *Turritella montensis* Br. et Cogn. и другие, характеризующие монские отложения Бельгии, Крыма и других районов.

Из имеющихся материалов по непрерывным разрезам свиты Гури предположительно можно говорить о том, что описываемый комплекс пород может оказаться синхронным только датско-монским отложениям более хорошо изученных районов Туркмении, Кавказа, Крыма и Западной Европы. В пользу этого предположения говорит резкая смена палеогеографических условий и органических остатков, фиксируемых на нижней и верхней границах данного комплекса пород. В региональных масштабах это, как правило, проявляется между маастрихтскими и датскими отложениями, с одной стороны, и между монскими и танетскими отложениями — с другой. Датско-монские отложения очень часто образуют труднорасчленимый комплекс пород, по ряду признаков (по литологии, фауне, перерывам в подошве и кровле) довольно четко отделяющийся от маастрихтских и танетских образований.

Наблюдающийся местами размыв в низах акджарских слоев, по данным многих исследователей, совпадает по стратиграфическому по-

ложению в Северном Афганистане и в Средней Азии. Но эта предакджарская поверхность размыта, по палеонтологическим данным, проходит внутри верхнемеловых пород (внутри маастрихта? или, что более вероятно, между маастрихтом и данием).

Преакджарский размыт проявляется в районе Доаба, Амбара, следы его отмечаются в Банди-Гандао и Ходжа-Шахабе (северо-западный склон Паропамиза). В значительных масштабах он проявился на территории юго-восточного окончания Туранской плиты и в пределах мегантиклинали юго-западных отрогов Гиссара. В. В. Болтышевым и В. И. Юшиным он выявлен и в прибортовых зонах Таджикской депрессии. В юго-восточной части Туранской плиты (на Каракольской структуре, в Джангали-Колоне, Келифе) и Ходжа-Шахабе (рис. 1) акджарские слои или их фациальные аналоги с размытом залегают на песчаноглинистой толще верхнего кампана. Из разреза выпадает пачка известняков верхнего кампана — маастрихта. Преакджарский перерыв в осадконакоплении исчезает по мере приближения к Северо-Афганскому выступу и Предпаропамизской ступени.

Небольшие следы размыта местного значения приурочены к переходной части от акджарских слоев к бухарским, т. е. и здесь они опять-таки не тяготеют к границе между меловой и палеогеновой системами (она проходит где-то ниже). По нашим данным, слабо проявляющиеся следы внутриформационной поверхности размыта местами появляются в Дудкаше, Чучале и в юго-западной части Ширамского поднятия (в южных обрывистых склонах Боговийских гор, в 15 км восточнее Сарыпуля). В боговийском разрезе среди плитчатых известняков верхней части акджарских слоев описан прослой в 0,5—1,5 м известняковых брекчий и микробрекчий с обломками подстилающего известняка до 15—20 см. В подошве слоя прекрасно сохранились струйчатые желобки. Выше этой поверхности размыта начинают появляться фораминиферы и макрофауна, характерная для танетского яруса.

Приведенные материалы для южной части Верхне-Амударьинской депрессии не подтверждают представлений о регионально выраженном стратиграфическом несогласии между палеогеновой и меловой системами, об отсутствии отложений дания и непосредственном залегании монтских отложений на маастрихтских. По двум последним вопросам более обоснованы взгляды, в разное время высказанные Н. П. Туаевым [32], С. Н. Симачевым [26], Н. Н. Бобковой, Е. К. Шуцкой [36] и др.

Несмотря на недостаточную изученность стратиграфии маастрихтских, датских и полеоценовых отложений Верхне-Амударьинской депрессии, уже на основе имеющихся материалов в указанном интервале мезо-кайнозой достаточно четко разграничиваются и регионально прослеживаются верхнекампанско-маастрихтские образования, нерасчленимая и практически единая толща в основном датско-монтских отложений и довольно хорошо отделяющаяся от них толща танетских карбонатных пород. Два верхних комплекса пород, как правило, встречаются совместно и местами отделяются от подстилающих отложений стратиграфическим несогласием.

Геолого-стратиграфические материалы по пограничным слоям верхнего мела и палеоцена позволяют присоединиться к тем представлениям, согласно которым датские и монтские отложения предлагается рассматривать в составе одной, в частности палеогеновой, системы [10, 22].

В связи с тем, что граница между меловой и палеогеновой системами в настоящее время проводится по кровле датского яруса и на данной территории она точно не может быть определена, мы ее условно по-

казываем посередине акджарской толщи пород или в средней части синхронных песчано-глинистых пестроцветных, часто гипсоносных отложений, развитых западнее Бала-Мургаба.

Танетский ярус

К танетскому ярусу относится пачка верхних массивных фораминиферовых известняков Гури и арчакотальские слои севера Афганистана.

Пачка верхних массивных фораминиферовых известняков. Табакчинские слои

Сложена пачка известняками. Известняки белые, светло-серые, мелкокристаллические, нередко псевдоолитовые, как правило, фораминиферовые, чаще всего массивные, массивно-глыбовые, крепкие и мраморовидные, реже слабые с мучнистым изломом. Нередко пещеристые, кавернозные, псевдобрекчиевидные, трещиноватые. Некоторые прослои при ударе молотком издают запах битума. В верхней половине обычно имеются караваеобразные формы выветривания и кремневые стяжения. В обнажениях образуют характерные отвесные склоны, которые хорошо отражаются на аэрофотоснимках и часто на топокартах.

Верхние фораминиферовые массивные известняки во многих разрезах точно отбиваются от нефораминиферовых более слоистых известняков средней части свиты Гури. Эта граница (точно устанавливаемая по шлифам и часто совпадающая с изменением видимых текстурных признаков) является хорошей маркирующей поверхностью, к которой можно привязываться при детальных геологических работах. Верхние массивные фораминиферовые известняки соответствуют табакчинскому горизонту бухарских слоев Таджикской депрессии. Этот горизонт в качестве самостоятельной стратиграфической единицы был выделен в 1961 г. К. В. Бабковым и Г. П. Крейденковым [1].

В рассматриваемых известняках, как правило, встречается фауна, распространенная в танетских и танетско-ипрских отложениях. По определениям О. В. Черкесова, преобладающая часть палеонтологических остатков, собранных в различных районах южной части Верхне-Амударьинской депрессии, представлена типично танетскими видами: *Turritella kamyschinnensis* Netsch. (K), *Pectunculus terebratularis* Lam., *Ostrea cf. bellovacina* Lam. (П) и видами, распространенными как в танетских, так и в ипрских отложениях³ *Calyptraea suessoniensis* Orb., *Corbis davidsoni* Desh. (П), *Crassatella belovacensis* Desh. (П), *Nemocardium cf. edwardsi* Desh. (П, K), *Cyprina lunulata* Desh. (K), *C. morrisi* Sow. (K), *C. scutellaria* Lam. (П, K), *Cardita cf. pectuncularis* Lam. (П), *C. multicostrata* Lam. (П), *Gryphaea antiqua* Schwetz. (K), *Amphidonta eversa* Mellev., *Modiolus elegans* Sow., *Panope vaudini* Desh., *Corbula angulata* Lam., а также *Pleurotomaria tadjikistanica* Mir. (K) и *Cucullaea ex gr. volgensis* Barb. de Marny (K).

Виды с буквой «K» в скобках, по данным В. Г. Куличенко [14], М. Е. Зубковича [11], Д. Е. Макаренко [16], характеризуют танетские (качинские) отложения Крыма, а виды с буквой «П», согласно Р. Фюрону и Р. Суайеру [38], в Парижском бассейне встречены только в танетских отложениях. На основании этой фауны и положения в разрезе выше датско-монтских отложений возраст табакчинских известняков в соответствии с ранее сделанными заключениями Л. В. Мироновой [19,

³ Вертикальное распространение всех видов дается нами по материалам В. Г. Морозовой, Г. П. Крейденкова, Р. М. Давидзона [21], Л. В. Мироновой [19, 20].

20] определяется как танетский. Следует отметить, что *Gryphaea antiqua* Schwetz., *Amphidonta eversa* Mellev. и др. по нашим сборам появляются с самых низов табакчинских известняков. Помимо приведенной фауны отмечено наличие *Turritella sulcifera* Desh., которая характерна для эоценовых отложений, и *Pectunculus volgensis* Netsch. и *Laevicardium trifidum* Desh., вертикальное распространение которых ограничивается палеоценом. Кроме этих видов, которыми можно обосновывать возраст пород, верхние массивные известняки содержат *Corbis* cf. *ferganica* Miron., *C. alternans* Reuss, *Cardita ferganica* Miron., *C. minutula* Rom., *Gryphaea* ex gr. *gigantica* (Soland.), *Modiolus* cf. *karabilensis* Vial., *M.* ex gr. *jeremejevi* Rom., *M. jeremejevi* var. *aberans* Vial., *Cordiopsis incrasata* Sow.

Мощности рассмотренных палеоценовых отложений возрастают в направлении с северо-запада на юго-восток от 90—150 и до 650 м в Даххантиторе. В северо-западной части Афганистана мощность их от 100—150 в северо-западных предгорьях Паропамиза возрастает до 300 м в Кушкинской антиклинальной зоне. В пределах Банди-Туркестана и Северо-Афганского выступа мощность изменяется от 100 в северо-западных предгорьях до 350—400 м в южных их зонах. В восточной части территории наблюдается субмеридиональное простираие зон с повышенными (Хульмская и Кортау-Хваджайская подзоны) и пониженными мощностями. Обращает на себя внимание взаимно противоположные направления изменения мощностей палеоцена в глыбах, разделенных Мургабским разломом, — в западной глыбе мощность увеличивается в северном направлении, а в восточной — в южном.

В результате геологических исследований территории Северного Афганистана получены новые данные также и по вышележащей части разреза палеогена.

Арчакотальские слои

Наиболее полные разрезы этих слоев расположены в районе саев Тамакудук и Арча-Коталь в 42 км южнее Хульма (Ташкуртан), а также в 25—30 км юго-западнее Самангана в районе кишлаков Ройянча. Этими наиболее полными разрезами очерчивается площадь примерно в 1000 км². Мощность их в первом из указанных участков не превышает 80 м.

По литологическим признакам и хорошей выдержанности по площади выделяются три пачки: нижняя глинистая (до 40 м), средняя мергельная (до 30 м) и верхняя известняково-мергельная (мощностью до 13 м). Выше залегают зеленые глины сузакских слоев.

Эта толща пород в качестве местного стратиграфического подразделения выделена нами в арчакотальские слои⁴. Ранее эти отложения на территории Северного Афганистана многими советскими геологами (в их числе и автором) рассматривались в составе сузакских слоев. Арчакотальские слои по своему стратиграфическому объему не эквивалентны верхнебухарским слоям советской части депрессии, так как общими для них являются только две верхние пачки пород.

Тамакудская (глинистая) пачка

Наиболее полные разрезы арчакотальских слоев начинаются с тамакудской глинистой пачки. Характер контакта ее с подстилающими табакчинскими известняками не выяснен из-за плохой обнаженности.

⁴ Арча — название можжевельника, коталь — перевал по-афгански.

От подошвы до кровли в интервале 40 м обнажаются глины зеленовато-серые и темно-серые, часто с желтоватым оттенком, сильно известковистые, в нижней части песчанистые, прослоями полосчатые и заглипсованные, участками сильно ожелезненные и с многочисленными окристыми включениями неправильной формы. По своему облику они почти не отличаются от глин сузакских слоев. Нижние 8 м пород представлены желтовато-серыми, глинистыми, слабopесчанистыми алевролитами и тонкозернистыми песчаниками с прослоями (до 10 см) плитчатых битуминозных известняков и прослойками (до 2 см) сильно заглипсованных алевролитов. В районе Самангана (Айбака) мощность горизонта изменяется от 0 до 40 м. На всей остальной территории они из разреза почти полностью выпадают и выше табакчинских известняков с размывом залегают породы либо мергельной, либо известняково-мергельной пачек.

Макрофауны в глинах не обнаружено. Результаты микропалеонтологического исследования 8 образцов глин, выполненного Г. И. Хасиной, позволили сделать вывод о принадлежности этой пачки к самым низам качинского яруса верхнего палеоцена, к нижней части зоны *Acarinina tadjikistanensis djanensis* по наличию в них: *A. tadjikistanensis djanensis* Schutz., *A. reusii* Loeb., and Tappan, *Globigerina moskvini* Schutz., *Gl. elburganica* Schutz., *Gl. trivialis* Subb., *Globorotalia ehrenbergi* (Bolli), *Gl. angulata* (White), *Acarinina conicotruncata* Subb., *A. trichotrocha* Loeb. and Tappan (более подробно см. [5]).

Ширамская (мергельная и гипсоносно-мергельная) пачка

Эта пачка сложена светло-серыми мергелями и сильно карбонатными глинами; иногда они зеленоватые, желтоватые и слабо сиреневые, в некоторых случаях красноватые, неясно слоистые. Преобладают мергели. Мощность 30—40 м.

Ширамская пачка (по результатам выполненных увязочных маршрутов соответствует аруктаускому мергельному горизонту Таджикской депрессии) регионально распространена в пределах всей Верхне-Амударьинской области, прослеживается и в разрезах скважин, пробуренных в синклиналих зонах. Местами она полностью выклинивается, что отмечается в некоторых районах Северного Афганистана (например, на отдельных участках Ширамского поднятия), а в пределах Афгано-Таджикской впадины в верхней ее части наблюдается повышенная заглипсованность — появляются прослои гипсов до 10 м или происходит частое переслаивание гипсов с мергелями.

Ширамская пачка мергелей залегает согласно на тамакудукских глинах и местами с явно выраженным несогласием на известняках табакчинского горизонта. Детально этот вопрос был изучен нами в 1960 г. при проведении структурно-геологической съемки на Ширамской группе структур. Признаки несогласного залегания мергельной пачки на бухарских известняках имеются и в правобережной части депрессии, в частности в северной части хребта Северный Аруктау в разрезе Ганджина. В. М. Цейслер [33] установил этот размыв в пределах юго-западных отрогов Гиссара.

На Ширамской площади из сборов автора и С. В. Егупова в породах этого горизонта О. В. Черкесовым определены: *Gryphaea tournali* Donc. (Pg₂), *G. ex gr. antiqua* Schwetz., *Liostrea cf. reussi* Netsch., *Liostrea* sp., *Amphidonta eversa* Mell. (Pg₁₋₂), *Pitar* sp., *Arca* sp., *Chlamys* sp., *Ostrea* sp., обломки панцирей морских ежей, рыбная чешуя. В других разрезах по определениям О. В. Черкесова, В. И. Кузнецова, Т. З. Ха-

тискаки к указанным формам добавляются *Cyprina* cf. *morrisi* Sow., *C. scutellaria* Desh., *C. lunulata* Desh. (Pg₁), *Dosiniopsis fallax* Desh. (Pg₁²—Pg₂¹), *Liostrea reussi* Netsch. (Pg₁₋₂), *Ostrea hemiglobosa* Rom. var. *kafirniganica* Burač. (Pg_{2ss}), *Gryphaea tournali* Donc. var. *wakhschenensis* Vial. (Pg_{2ss}), *G. uncifera* Leum. (Pg₂), *Gryphaea antiqua* Schwetz. (Pg₁₋₂), *Cardita* sp. (? *C. cf. longa* Arkh.), отпечатки пумулитов, рыбные остатки. Приведенный комплекс органических остатков свидетельствует как о танетском, так и об эоценовом возрасте ширамской пачки Северного Афганистана. Следует подчеркнуть, что в этом горизонте более часты случаи преобладания «нижнеэоценовых» форм (иногда только *Gryphaea tournali* Donc.) над «палеоценовыми». Интересно, что типично сузакские (ипрекские) моллюски располагаются здесь над приподнятой частью качинского яруса.

Каризская (известняково-мергельная) пачка

Как и в Таджикской депрессии, выше мергельной пачки согласно залегают очень характерные для большей части исследованной территории битуминозные, тонкоплитчатые известняки с большим или меньшим количеством серых, иногда ноздреватых известняков. В переменном количестве встречаются прослои и прослойки мергелей и иногда пестроцветных глин. Мощность пачки от нескольких до 15 м.

На южном крыле Каризской структуры (район Ширама) в 1959 г. в результате детальных работ нами выявлены случаи залегания каризских известняков и мергелей на известняках табакчинских слоев при выклинивании 40-метровой ширамской пачки на расстоянии в 200—300 м.

На территории Северного Афганистана данный горизонт, соответствующий каратагскому горизонту Таджикской депрессии (что прослежено в полевых условиях), не охарактеризован фауной. В западном направлении он прослеживается до Мургабского «разлома», западнее же в разрезах не выделен.

Из имеющихся материалов следует, что арчакотальские слои по литологическому составу и палеонтологическим данным отличаются как от табакчинских известняков, так и от сузакских слоев.

В арчакотальских слоях Северного Афганистана резко обедняется родовой и видовой состав фауны. От обильной и многообразной фауны табакчинских известняков (более 36 разновидностей) в арчакотальских слоях обнаружены только *Cyprina lunulata* Desh. (Pg₁), *C. cf. morrisi* Sow., *C. scutellaria* Lam. (Pg₁²—Pg₂¹), *Gryphaea antiqua* Schwetz. (Pg₁²—Pg₂¹), *Amphidonta eversa* Mellev. (Pg₁²—Pg₂¹); вместе с тем здесь впервые появляются формы *Ostrea hemiglobosa* Rom. var. *kafirniganica* Burač., *Liostrea reussi* Netsch., *Gryphaea tournali* Donc. var. *wakhschenensis* Vial., *G. uncifera* Leum. и наиболее часто встречающиеся раковины устриц *Gryphaea tournali* Donc. Последние из указанных моллюсков в 1948 г. были приведены О. С. Вяловым [8] в качестве руководящих ископаемых сузакских слоев, которые до последнего времени всеми понимались как ипрекские отложения. Эти палеонтологические данные позволяли говорить о нижнеэоценовом возрасте верхней части арчакотальских слоев. На возможность подобной интерпретации возраста мергельного и каратагского горизонтов в связи с появившимися первыми находками в них руководящих сузакских ископаемых впервые указывал С. Н. Симakov [25, 27, 28]. Среди других высказанных Симakovым положений следует считать правильным представление о стратиграфиче-

ской неравнозначности палеонтологических комплексов табакчинских и арчакотальских слоев. Это заключение Симакова в свое время было поддержано В. Т. Балахматовой, Н. К. Быковой и О. М. Варенцовой-Мануйленко [6].

В Таджикской депрессии, где фауна из этих отложений была изучена наиболее детально Л. В. Мироновой и Г. П. Крейденковым, в аруктауском и каратагском горизонтах по сравнению с табакчинским относительное количество палеоценовых форм сокращается в два раза (обнаружены три вида: *Cyprina lunulata* Desh., *Pholadomya cuneata* Sow., *Turritella kamyschinensis* Netsch.), количество эоценовых форм (*Turritella sulcifera* Desh., *Pholadomya dixonii* Sow.) практически равно числу палеоценовых, а подавляющая часть других видов (17 из 22 с данными об их вертикальном распространении) встречается как в танетских, так и в эоценовых (главным образом в ипрских) отложениях. К ним относятся *Lucina volginica* Netsch., *L. microdonta* Desh., *Corbis davidsoni* Desh., *Crassatella belovacensis* Desh., *Cardita pectuncularia* Lam., *C. multicosata* Lam., *Cyprina morrisoni* Sow., *C. scutellaria* Lam., *Dosiniopsis fallax* Desh., *Pitar avia* Desh., *Ampullina semipatulata* Desh. — 11 видов, по имеющимся данным не переходящих в сузакские, а также *Nemocardium edwardsi* Desh., *Pitar ambigua* Desh., *Gryphaea antiqua* Schwetz., *Amphidonta eversa* Mellev., *Modiolus elegans* Sow., *Pholadomya konninckii* Nyst. — 6 видов, переходящих в сузакские слои.

По приведенной макро- и микрофауне, положению в разрезе и палеонтологическим заключениям Л. В. Мироновой, Г. П. Крейденкова, Г. И. Хасиной и Е. К. Шуцкой арчакотальские слои относятся к танетскому ярусу западноевропейской схемы и к качинскому ярусу стратиграфической схемы, принятой в СССР.

К нижней и верхней границам арчакотальских слоев приурочиваются резкие изменения в палеогеографических условиях осадконакопления, что отражается в двухкратном обновлении биоценозов: на границе табакчинских и арчакотальских слоев, с одной стороны, и на границе арчакотальских и сузакских слоев — с другой. Все это позволяет рассматривать арчакотальские слои в качестве самостоятельного стратиграфического комплекса пород, достаточно четко отличающегося от подстилающих табакчинских слоев и от перекрывающих сузакских слоев.

Из-за неполноты западноевропейских стратиграфических разрезов, условности сопоставления их с палеогеновыми отложениями других стран в Советском Союзе разработан новый проект ярусного деления палеогена и эоцена, в основу которого положен бахчисарайский разрез (см. [24]).

Рассмотрение общесоюзной схемы ярусного деления палеоцена и нижнего эоцена, результатов региональных стратиграфических исследований Е. К. Шуцкой (см. схему «В» на рис. 2) и приведенных материалов по Верхне-Амударьинской депрессии позволяет сделать следующие выводы и предположения.

1. Акджарские слои по макрофаунистическим остаткам можно сопоставлять с черекским ярусом Б. П. Жижченко и Е. К. Шуцкой и с датско-монтскими отложениями Западной Европы.

2. Мощный табакчинский горизонт и арчакотальские слои являются самостоятельными стратиграфическими единицами. Этот вывод подтверждает более ранние высказывания О. С. Вялова [9] о целесообразности расчленения бухарской свиты на две части.

3. Арчакотальские слои синхроничны отложениям качинского яруса. Принципиальное значение для этого вывода имеет заключение Г. И. Хасиной и Е. К. Шуцкой о принадлежности выделенного тамакудукского

глинистого горизонта к самой нижней части качинского яруса — к нижней части зоны *Acarinina tadjikistanensis djanensis*.

4. Ввиду того что арчакотальские слои синхроничны качинскому ярусу, а табакчинские известняки по своей палеонтологической характеристике не являются стратиграфическим аналогом монских отложений и инкерманского яруса, мы приходим к предположению о возможной

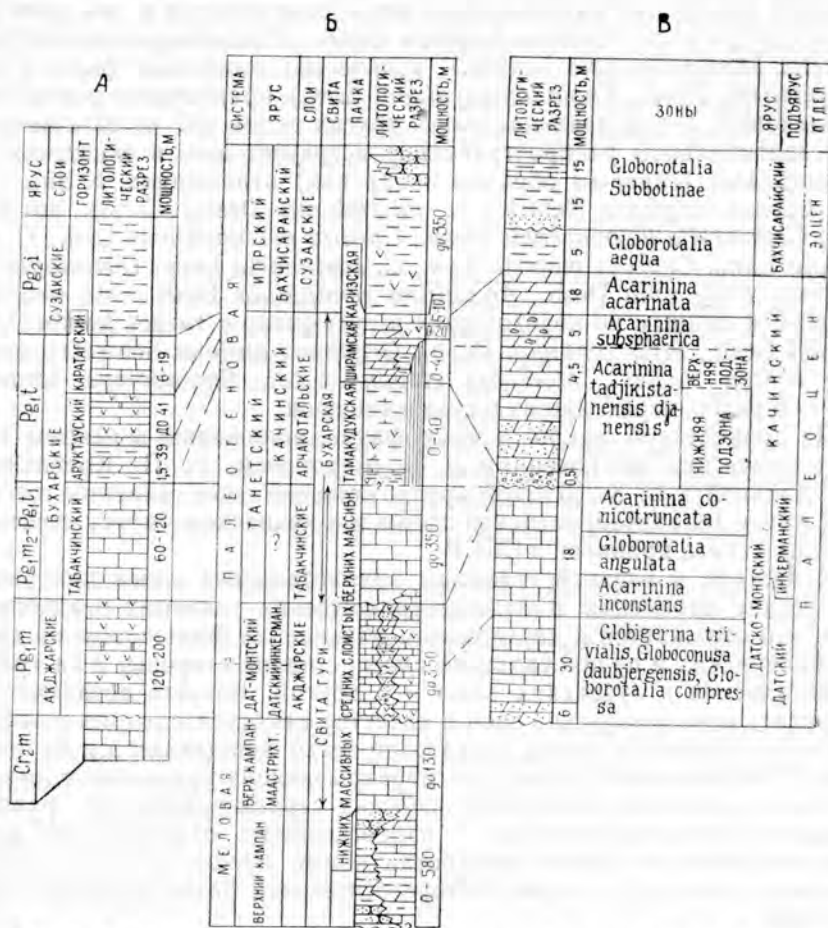


Рис. 2. Схемы стратиграфического расчленения палеоценовых и нижне-эоценовых отложений Верхне-Амударьинской депрессии:
А — по В. Г. Морозовой, Г. П. Крейденкову и Р. М. Давидзону [21];
Б — по В. И. Браташу, 1967, с данными по позднемеловым отложениям;
В — район г. Бахчисарая, по Е. К. Шуцкой [36]

принадлежности табакчинского горизонта к самостоятельной стратиграфической единице, которая может быть выделена между инкерманским и качинским ярусами бахчисарайского стратотипического разреза.

При данной степени изученности вопроса табакчинские известняки мощностью до 350 м целесообразно выделять в качестве самостоятельных табакчинских слоев. Они характеризуются региональным распространением в пределах всей Верхне-Амударьинской депрессии. Табакчинские и арчакотальские слои в совокупности образуют бухарскую свиту, ранее выделенную О. С. Вяловым. Танетский возраст ее впервые был обоснован Л. В. Мироновой [19].

5. Можно считать, что в Верхне-Амударьинской депрессии палеоценовые разрезы по сравнению с другими являются более полными и по этой причине наряду с крымскими разрезами могут быть поставлены в число наиболее важных для разработки стратиграфии палеоцена и нижнего эоцена юга СССР.

Высказанные соображения о наличии предпосылок для выделения дополнительного стратиграфического подразделения между инкерманским и качинским ярусами вытекают из данных Г. П. Леонова [15], которые указывают на возможную стратиграфическую неполноту бахчисарайского стратотипического разреза, и из новых палеонтолого-стратиграфических материалов К. В. Бабкова, Л. П. Кахановой, Г. Х. Салибаева [2]. В отличие от монтских и инкерманских отложений табакчинские слои характеризуются скачкообразно выраженным массовым появлением танетских и танетско-ипрских моллюсков (более 26 видов), повышенным содержанием руководящих танетских форм⁵, а в отличие от перекрывающих качинских отложений значительным содержанием руководящих монтских форм (см. списки новой фауны в работе К. В. Бабкова и др. [2]).

6. Предаркхотальский перерыв в осадконакоплении в возрастном отношении является предверхнетанетским.

Выше аркхотальской поверхности несогласия, начиная с нижней зоны качинского яруса, в Пригиндукушской части начинают в значительных количествах встречаться руководящие сузакские (ипрские) виды моллюсков.

7. При сравнении с западноевропейскими разрезами табакчинские слои могут сравниваться не с монтскими, а с танетскими отложениями. Залегающие выше стратиграфического несогласия аркхотальские слои при параллелизации с западноевропейскими разрезами можно рассматривать в качестве верхнетанетских отложений.

8. Из сравнения палеонтолого-стратиграфических материалов по афганской и советской частям депрессии выявляется интересное обстоятельство: если выше маастрихта залегают фораминиферовые известняки и мергели, образовавшиеся в обстановке открытого моря, то они охарактеризованы верхнемеловой и датской фауной; в тех же случаях, когда выше маастрихта залегают карбонаты с прослоями гипсов, образовавшиеся в лагунно-морских условиях, они охарактеризованы монтской фауной. Аналогичные предположения о фациальном характере датской и монтской фауны высказывают многие исследователи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабков К. В., Крейденков Г. П. К вопросу о границе между палеогеном и мелом в Таджикской депрессии. ДАН ТаджССР, 1961, т. IV, № 1.
2. Бабков К. В., Каханова Л. П., Салибаев Г. Х. О возрасте нижней части бухарских слоев Таджикской депрессии и ее горного обрамления. ДАН ТаджССР, 1968, т. XI, № 2.
3. Браташ В. И., Егупов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И. Новые данные по геологии и нефтегазоносности юго-восточного обрамления Туранской плиты. В сб.: «Тектоника Туркмении и сопредельных территорий». М., «Наука», 1966.
4. Браташ В. И., Будников Н. П. и др. Новые данные по геологии Северного Афганистана. «Геология нефти и газа», 1967, № 2.
5. Браташ В. И., Хасина Г. И., Шуккая Е. К. К вопросу о возрасте верхней части бухарских слоев южного борта Верхне-Амударьинской депрессии. ДАН СССР, 1968, т. 178, № 5, 6.

⁵ По этим же причинам обнаружение новой фауны в табакчинских известняках, по нашему мнению, не отрицает вывода Л. В. Мироновой и других стратиграфов и геологов о танетском возрасте табакчинских слоев.

6. Варенцова-Мануйленко О. М. Пелециподы сузакского яруса палеогена Ферганы и Таджикской депрессии. «Тр. ВНИГРИ», нов. сер., 1953, вып. 78.
7. Вялов О. С. Палеогеновые устрицы Таджикской депрессии. «Тр. НГРИ», сер. А, 1939, вып. 129.
8. Вялов О. С. Палеогеновые устрицы Таджикской депрессии. «Тр. ВНИГРИ», нов. сер., 1948, вып. 38.
9. Вялов О. С. О сопоставлении палеогена Средней Азии, Кавказа и Крыма. В сб.: «Палеогеновые отложения юга европейской части СССР», М., Изд-во АН СССР, 1960.
10. Жижченко Б. П. Граница между мелом и палеогеном. «Тр. Всесоюзного совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы», Л., Гостоптехиздат, 1956.
11. Зубкович М. Е. К стратиграфии танетского яруса Западного Крыма. ДАН СССР, 1956, т. 108, № 5.
12. Крейденков Г. П. О нижней границе палеогеновых отложений в Южном Таджикистане. ДАН СССР, 1963, т. 151, № 4.
13. Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ, 1954.
14. Куличенко В. Г. К вопросу о биостратиграфии и палеоэкологии фауны моллюсков верхнепалеогеновых отложений юго-западного Крыма. «Геол. журн. АН УССР», 1958, т. XVIII, № 1.
15. Леонов Г. П. К проблеме ярусного деления палеогеновых отложений СССР. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1963, № 4.
16. Макаренко Д. Е. Моллюски палеогеновых відкладів Криму. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
17. Меннесье Г. Афганистан, стратиграфический справочник. М., ИЛ, 1963.
18. Мирзод С. Х., Колчанов В. П., Манучарянц О. А. Афганистан (краткие сведения о геологическом строении и полезных ископаемых). «Бюл. МОИП», отд. геол., 1968, т. XLIII, вып. 1.
19. Миронова Л. В. Бухарская свита Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1960.
20. Миронова Л. В. О границе бухарских и сузакских слоев. «Информ. сб. 42 ВСЕГЕИ». «Палеонтология и стратиграфия», Л., ОНТИ, 1961.
21. Морозова В. Г., Крейденков Г. П. и др. Биостратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1965, т. XL, вып. 3.
22. Москвин М. М., Найдин Д. П. Датские и пограничные с ними отложения Крыма, Кавказа, Закаспийской области и юго-восточной части Русской платформы. «Междунар. геол. конгресс, XXI сессия; докл. сов. геологов, пробл. 5», М., Изд-во АН СССР, 1960.
23. Петрушевский Б. А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. «Тр. ГИН АН СССР», геол. сер., вып. 8, 1940, № 3.
24. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и решения его постоянных стратиграфических комиссий по палеогеновым и четвертичным отложениям СССР, вып. 6. «Мат-лы конф., семинаров, совещаний». Гос. геол. ком. СССР, М., ОНТИ—ВИЭМС, 1965.
25. Симаков С. Н. К стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии. ДАН СССР, 1952, т. LXXXII, № 1.
26. Симаков С. Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. «Тр. ВНИГРИ», спец. сер., 1952, вып. 2.
27. Симаков С. Н. К стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии. «Тр. ВНИГРИ», палеонтол. сб., 1953, т. 1.
28. Симаков С. Н. Новые данные о стратиграфии нижней части палеогена Таджикской депрессии. «Тр. ВНИГРИ», нов. сер., 1956, вып. 95, геол. сб. 2.
29. Симаков С. Н., Туаев Н. П. Верхне-Амударьинская нефтегазоносная область. «Сов. геология», 1966, № 2.
30. Соколов-Кочегаров А. С., Хасина Г. И., Немков Г. И. Первая находка верхнесенонских орбитондов и их стратиграфическое значение. «Изв. высш. учебн. заведений», геология и разведка, 1962, № 9.
31. Солун В. И., Чепов Ю. П. Сопоставление палеогеновых отложений Бадхыза, Гаурдакского района, южной части Таджикской депрессии и северных предгорий Гиндукуша. «Тр. ВСЕГЕИ», сб. памяти Н. К. Овечкина, 1964.
32. Туаев Н. П. Верхне-Амударьинская впадина как пример активизированной платформы в связи с вопросами нефтегазоносности. Сб. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня», М., «Наука», 1964.
33. Цейслер В. М. О взаимоотношении сузакских и бухарских отложений в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1962, т. XXXVII, вып. 6.
34. Широков В. Я. Основные черты региональной тектоники Афгано-Таджикской депрессии в связи с ее нефтегазоносностью. Сб.: «Вопросы геологического строе-

ния и перспективы нефтегазоносности Таджикистана», вып. 1. Душанбе, «Ирфон», 1965.

35. Штёклин Дж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», 1966, № 1.

36. Шуцкая Е. К. Нижний палеоген Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии. Зональная стратиграфия, фораминиферы, палеогеография. Автореф. докт. дис. ВНИГНИ, 1965.

37. Brueckl K. Ueber die Geologie von Badakshan und Kataghan (Afghanistan). «N. Jahrb. Mineral.», 1935, Bd. 74, Abt. B.

38. Furon R., Soyer R. Catalogue des fossiles tertiaires du bassin de Paris. «Guides techn. naturaliste», vol. VI. Paris, 1947.

39. Попол С. А., Тромп С. The stratigraphy and main structural features of Afghanistan. I. «Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wet.», ser. B, 1954, vol. 57, Nr. 3.

логие склоны мягких очертаний. Высота левого склона 800—900 м, правый же понижен до 450—500 м, так как именно на него приходится максимальный прогиб синклинали. По выходе р. Мзымты из ущелья Ахцу днище ее расширяется с 20 до 130—150 м и включает кроме русла и поймы двустороннюю первую надпойменную террасу.

В пределах Навагинской синклинали долина также широка, но имеет невысокие склоны (450—600 м), пологие в привершинных частях и крутые в нижних. Характерно широкое (до 600 м) аллювиальное днище с развитой первой надпойменной террасой. На склонах прослеживаются останцы и более высоких скульптурно-аккумулятивных и скульптурных террас.

Ахштырской антиклинали в рельефе соответствует Ахштырская гряда, поднимающаяся до отметок 500 м. Она протягивается в направлении с юго-востока на северо-запад и представляет собой отпрепарированную эрозийную структуру, рассеченную ущельями рек Мзымты и ее левого притока — Дзыхры. Скалистые известняковые борта ущелий поднимаются на высоту свыше 200 м над рекой. Характерны проявления карста — воронки, пещеры. Коренное ложе Мзымты у входа ее в Ахштырское ущелье, по данным бурения, переуглублено почти до 30 м.

В пределах Адлерской синклинали общий пологий характер склона, спускающегося к морю и переходящего в серию морских древних террас, нарушается тем, что здесь отмечаются типичные куэстовые уступы высотой 50—90 м, обусловленные наличием среди слагающей склоны песчано-глинистой толщи олигоцена прослоев массивных песчаников. Склоны долины несут останцы высоких речных террас, среди которых лучше всего выражена третья надпойменная терраса высотой 25 м над рекой. Повсеместно развиты оползневые явления. Южнее Ахштырского ущелья днище р. Мзымты вновь резко расширяется. На последних 4—5 км от моря особенное развитие получает первая надпойменная терраса, сливающаяся в приустьевой части с новочерноморской морской и образующая вместе с ней часть Адлерской низменности [1]. Долина переуглублена здесь, по геофизическим данным, на величину свыше 70 м, что связывается с новозвксинской регрессией морского бассейна.

Из изложенного следует, что в пределах Сочинской зоны Грузинской глыбы отмечается прямое соответствие тектонических структур ортографическим элементам: положительным структурам отвечают хребты, прорезанные узкими ущельями, синклиналям — депрессии с пологими террасированными склонами и широкими днищами долин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кочетов Н. И. К морфологии приустьевых участков речных долин Черноморского побережья северо-западного Кавказа. «Мат-лы к научн.-техн. конф.». М., ПНИИИС Госстрой СССР, 1966.
2. Пастушенко Ю. Н. Схема тектонического районирования южного склона Западного Кавказа. «Тр. КФ ВНИИнефть», 1963, вып. 13.
3. Шарданов А. Н. Тектоника Западного Предкавказья и северо-западного Кавказа. «Тр. КФ ВНИИнефть», 1966, вып. 17.
4. Эристави М. С. Некоторые вопросы тектоники бассейнов рек Псоу и Мзымты. «Изв. Геол. о-ва Грузии», 1961, т. 2, вып. 2.