УДК 551.761 + 551.762.1 (477.75)

СТРАТИГРАФИЯ И СТРУКТУРА ТАВРИЧЕСКОЙ СЕРИИ (ВЕРХНИЙ ТРИАС—ЛЕЙАС) КАЧИНСКОГО ПОДНЯТИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

Д.И. Панов, С.Н. Болотов, В.Л. Косоруков, В.А. Камзолкин, Е.А. Пикулик, С.Е. Шиханов

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 03.06.08

Таврическая серия (верхний триас—лейас и нижний аален) на территории Качинского поднятия расчленена на три свиты — нижнетаврическую (T_3k-n), ченкскую (J_1s-p_1) и верхнетаврическую (J_1p_2-J_2a_1). Последняя подразделена на пять толщ. Предлагаемая стратиграфическая схема триаса—лейаса и аалена Качинского поднятия хорошо коррелируется с аналогичной схемой для Южного склона Большого Кавказа. Стратиграфические подразделения обеих схем отвечают этапам геологического развития, общим для Горного Крыма и Большого Кавказа, и имеют не только региональное, но и межрегиональное значение. Приводится новая схема тектонической структуры таврической серии на Качинском поднятии.

Ключевые слова: стратиграфия, верхний триас, нижняя юра, тектоника, Качинское поднятие, Горный Крым, Украина.

Таврическая серия (верхний триас—лейас и нижний аален) — это мощная толща терригенного флиша, образующая нижнюю (основную по мощности) часть мезо-кайнозойского разреза складчатого сооружения Горного Крыма. На поверхности она вскрывается в трех крупных антиклинальных поднятиях (Муратов, 1978) — Южнобережном, Туакском и Качинском. В настоящее время выяснено, что триас-лейасовые (и нижнеааленские) отложения Горного Крыма формировались в двух структурно-формационных зонах — Горно-Крымской и Лозовской (Славин, 1989). Относительно глубоководные флишевые отложения *таврической серии* накапливались в *Горно-Крымской зоне*, соответствовавшей основной части бассейна. В *Лозовской зоне*, представлявшей северный борт бассейна, в это время накапливались шельфовые образования *эскиординской серии* (Короновский, Милеев, 1974). К Горно-Крымской зоне принадлежат Южнобережное и Туакское поднятия и основная часть Качинского. Лозовская зона довольно узкой полосой прослеживается по северо-западному краю Качинского поднятия, отделяясь (в современной структуре) от Горно-Крымской крупным субвертикальным *Бодракским разломом*.

Схема стратиграфического расчленения эскиординской серии в Лозовской зоне уже была изложена нами ранее (Панов, 2000); для таврической серии вопросы стратиграфии и структуры остаются во многом еще неясными. Для решения этих вопросов основным объектом может быть Качинское поднятие, где в бассейнах рек Бельбека, Качи, Бодрака и Альмы имеются более или менее полные и доступные для изучения разрезы таврической серии. На Южном берегу Крыма породы таврической серии в основном погребены под мощными шлейфами кайнозойских образований. Хорошие разрезы имеются только в береговых обрывах, которые по мере курортного освоения Южного берега становятся все менее доступными. Поэтому выводы о строении таврической серии на Качинском поднятии приходится распространять и на всю территорию Горного Крыма: по другим районам достаточно полного материала просто нет.

Состояние изученности таврической серии в Горном Крыму и на Качинском поднятии

Как самостоятельное подразделение таврическая серия (под названием "таврические сланцы") была впервые выделена К.К. Фохтом (1901) и с тех пор изучалась многими геологами со стратиграфических, литологических и тектонических позиций. В разных местах среди образований таврической серии были найдены немногочисленные остатки ископаемых, указывающие на ее позднетриасовый—раннеюрский возраст. Однако эти остатки, собранные и изученные еще в 20-х и 30-х годах XX в. А.С. Моисеевым, В.Ф. Пчелинцевым и другими исследователями, происходили, как правило, из разрозненных обнажений, зачастую из глыб известняков и песчаников, не привязанных к разрезу, и для стратиграфического расчленения таврической серии практического значения не имели. Более того, подавляющая часть находок ископаемых была сделана из эскиординской серии Лозовской зоны и к таврической серии вообще не имела отношения.

Первая схема стратиграфического расчленения таврической серии на всей территории Горного Крыма

была предложена М.В. Муратовым (1959). В ее составе он выделил три свиты — *нижнетаврическую свиту* терригенного флиша (T_3), *эскиординскую свиту* грубообломочных конгломератово-песчаных пород с линзами известняков (J_1h-s) и *верхнетаврическую свиту* (J_1), также сложенную терригенным флишем (рис. 1). Возраст всех трех свит был установлен ориентировочно, по редким находкам ископаемых. Обособление нижне- и верхнетаврической свит было сделано совершенно правильно и сохранило свое значение до наших дней. Ошибкой М.В. Муратова было то, что между этими свитами в составе таврической серии он поместил эскиординскую свиту, выделенную А.С. Моисеевым (1939) в Лозовской зоне и к таврической серии не относящуюся. В Южнобережном поднятии в низах верхнетаврической свиты М.В. Муратов отмечал присутствие грубообломочных пород с линзами песчанистых известняков, аналогичных (и, как он справедливо полагал, одновозрастных) эскиординским ("моховые камни"), но не придал этому значения, рассматривая "моховые камни" как линзовидную базальную фацию верхнетаврической свиты.

Следующая попытка расчленить таврическую серию была предпринята Н.В. Логвиненко и др. (1961), которые выделили в ее составе пять толщ, различающихся по характеру флишевой ритмичности. Снизу вверх ими выделены: толща древнего флиша, толща нормального флиша с мощными кварцитовидными песчаниками, нижняя аргиллитовая толща, толща песчаного флиша и верхняя аргиллитовая (рис. 1). Типовые разрезы нижней толщи были описаны на Качинском поднятии (в верховье р. Бодрака), остальных четырех — в разных частях Туакского поднятия, причем нигде не была установлена нормальная последовательность толщ в одном разрезе или хотя бы в одной крупной структуре. Все сделанные ими находки карнийских *Halobia* и норийских *Monotis* на Южнобережном и Туакском поднятиях авторы отнесли к верхней аргиллитовой толще, а следовательно, и возраст всей таврической серии определили как триасовый, хотя к этому времени уже были известны находки в ней нижнеюрских ископаемых. Никаких попыток сопоставить схему Н.В. Логвиненко со схемой М.В. Муратова не предпринималось. Поэтому схема Н.В. Логвиненко с самого начала оказалась "мертворожденной" и в практической деятельности геологов, изучавших Крым, не использовалась, а если и использовалась в сводных работах, то это приводило только к недоразумениям.

На северо-западном крыле Качинского поднятия в бассейнах рек Альмы и Салгира работы по изучению триас-лейасовых образований проводились А.И. Шалимовым (1960). Достоинством этих работ было то, что впервые изучались более или менее полные разрезы (а не отдельные обнажения), в которых было собрано довольно много остатков пелеципод, брахиопод и даже аммонитов (Крымгольц, Шалимов, 1961). Однако А.И. Шалимов не учитывал отмеченную выше тектоническую зональность, не различая Лозовскую и Горно-Крымскую зоны. Подавляющая часть описанных им триас-лейасовых отложений (причем именно те, что охарактеризованы фаунистически) принадлежит Лозовской зоне, а свои стратиграфические выводы он распространил на всю таврическую серию. Помимо этого, А.И. Шалимов ошибочно утверждал, что триас, нижняя и средняя юра залегают по р. Альме в

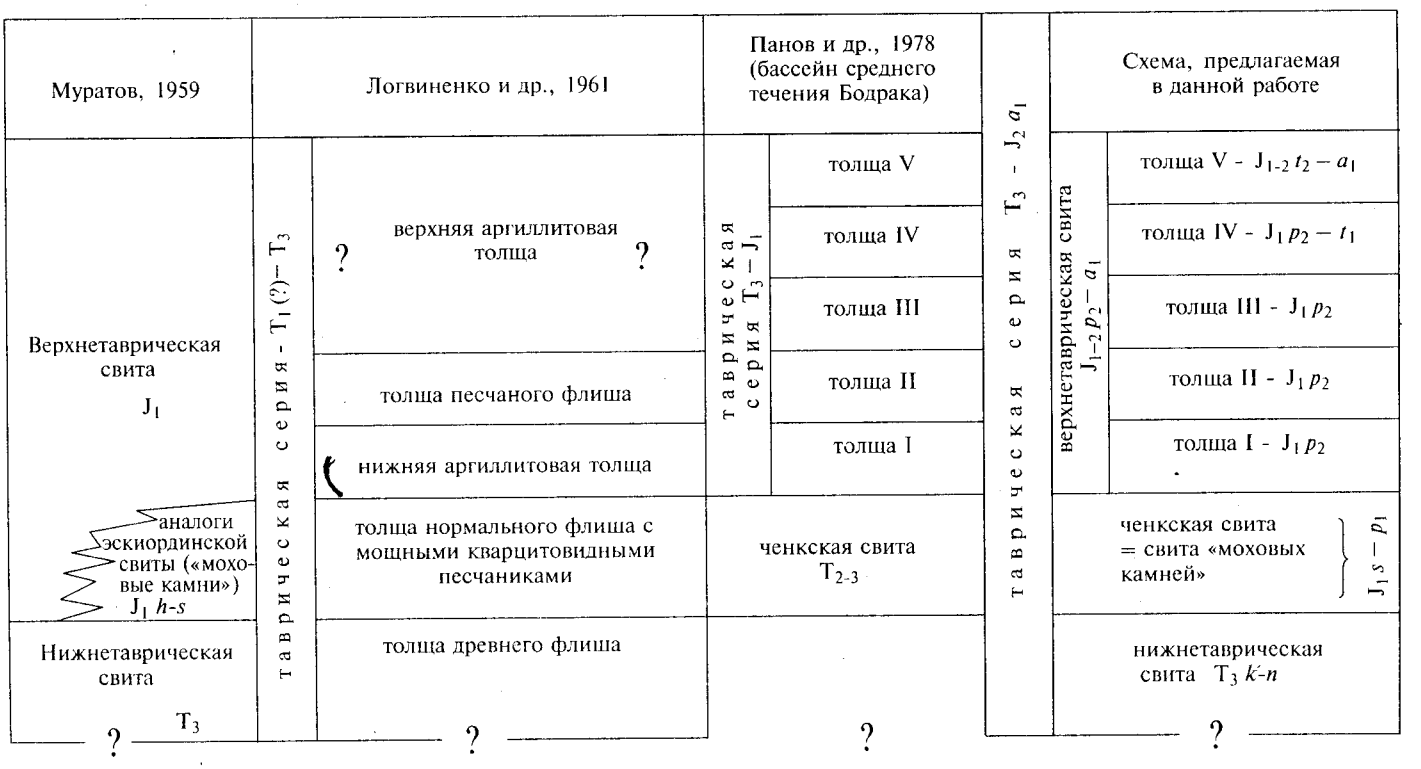


Рис. 1. Сопоставление схем расчленения таврической серии

непрерывном разрезе, что не подтвердилось дальнейшими исследованиями, а разрез Лозовской зоны в бассейне р. Салгира он описал в обратной последовательности, не учтя запрокинутого залегания отложений.

Недостатки схем Н.В. Логвиненко и А.И. Шалимова особенно ясно проявились при составлении сводок по триасу—лейасу Горного Крыма, опубликованных в 1969—1973 гг.: в VIII томе "Геологии СССР" (Шалимов, Логвиненко, 1969) и двух томах "Стратиграфии СССР" (Муратов и др., 1972; Шалимов, Славин, 1973). Все три сводки представляют собой формальную компиляцию схем Н.В. Логвиненко и А.И. Шалимова (отчасти и схемы М.В. Муратова), где также не дифференцированы Лозовская и Горно-Крымская зоны.

К сожалению, "в том же ключе" проходили и более поздние (1980-е гг.) работы украинских геологов (Т.В. Астахова, Л.В. Дехтярева, В.В. Пермяков, С.В. Пивоваров, Ю.В. Тесленко и др.). Они также изучали главным образом триас и лейас Лозовской зоны, сделали много новых находок органических остатков, но выводы распространялись и на таврическую серию Горно-Крымской зоны. В наиболее полном виде результаты этих работ отражены в региональных стратиграфических схемах триасовых и юрских отложений, опубликованных в книге "Геология шельфа УССР. Стратиграфия" (1984). Практически все перечисленные в них подразделения выделены исключительно на хронологической (а не на историко-геологической) основе, по находкам фауны из разных тектонических зон.

Несколько лучше обстоит дело в бассейне р. Бодрака. В самых истоках Бодрака, в районе хр. Азыпсырт, Н.В. Логвиненко и др. (1961) описали конкретный разрез мощностью до 3000 м сравнительно просто залегающих (моноклиналь, субвертикальная на западе и нормально падающая к северо-востоку, на востоке) отложений таврической серии, который они расчленили на четыре толщи (снизу вверх) (рис. 4, *Б*): 1) толща древнего флиша, 2) толща с кварцитовидными песчаниками ("толща Азыпсырта"), 3) нижняя аргиллитовая толща, 4) межаргиллитовая толща (песчаный флиш). Однако этот, видимо, уникальный по полноте и простоте залегания разрез не был сопоставлен ни с каким другим, ни с уже имевшейся к тому времени схемой М.В. Муратова, поэтому стратиграфическое положение выделенных толщ в общем разрезе таврической серии оставалось неясным. Правда, Н.В. Логвиненко предполагал, что первая толща относится к самым древним слоям таврической серии, но без какого бы то ни было обоснования.

В средней части бассейна Бодрака (между горами Бол. Кермен и Шелудивой у с. Прохладного) триас-лейасовые отложения, слагающие здесь огромную запрокинутую моноклиналь (северо-восточный борт Прохладненской синклинали), были расчленены В.Н. Швановым (1966) на семь толщ, различающихся по характеру флишевого чередования. В дальнейшем Д.И. Панов и др. (1978) уточнили схему В.Н. Шванова, выделив две нижние толщи в самостоятельную *ченкскую свиту*. Последняя, будучи сложена почти одними песчаниками, слагает ядро крупной запрокинутой к югу Обсерваторской антиклинали в междуречье Бодрака и Марты и составляет основание видимого разреза таврической серии. Для вышележащих флишевых отложений таврической серии Д.И. Пановым и др. принято предложенное В.Н. Швановым разделение на пять толщ, которые были прослежены (и закартированы) на всем пространстве междуречья Бодрака и Качи—Марты (рис. 1). Возможность прослеживания этих толщ на площади была ранее показана В.Н. Швановым (1967), который произвел количественную оценку соотношения элементов флишевых ритмов и установил, что она индивидуальна для разных толщ.

В итоге триас-лейасовые отложения в среднем течении Бодрака и на Бодрак-Мартинском междуречье оказались разделенными на две части — ченкскую свиту песчаников и флишевую таврическую серию. В составе последней выделены: I — аргиллитовая толща (аргиллитовый флиш, по В.Н. Шванову), II — толща с "табачными" песчаниками (песчаный флиш, по В.Н. Шванову), III — толща тонкоритмичного флиша, IV — толща разноритмичного флиша (толсторитмичный флиш, по В.Н. Шванову) и V — толща аргиллитового субфлиша (рис. 2).

Недостатком обеих схем является неточная датировка толщ. В.Н. Шванов и Д.И. Панов отнесли к ченкской свите (или I—II толщам) на правобережье Бодрака и отложения курцовской свиты, залегающие в аллохтонной пластине, перемещенной из Лозовской зоны, и содержащие средне-позднетриасовые ископаемые. Отсюда — ошибочный вывод о средне-позднетриасовом возрасте ченкской свиты и неясность в положении границы триаса и юры внутри вышележащих флишевых толщ таврической серии.

Недостатки схемы В.Н. Шванова и Д.И. Панова были устранены исследованиями Д.И. Панова, С.Н. Болотова и А.М. Никишина (2001), которые впервые провели стратиграфическое сопоставление разреза Бодрака—Марты с разрезами Южнобережного и Туакского поднятий (рис. 3). Согласно их представлениям, в разрезе Южного берега выделяются:

1. *Нижнетаврическая свита* М.В. Муратова (T_3k-n) — терригенный флиш с остатками карнийских *Halobia* и норийских *Monotis*.

2. *Свита "моховых камней"* (J_1s-p_1) — прерывистая цепочка линзовидных пачек грубообломочных пород (грубозернистые песчаники, конгломераты) с линзами известняков и остатками аммонитов (нижнесинемюрские *Coroniceras, Arnioceras*, верхнесинемюрские *Echioceras*, нижнеплинсбахские *Uptonia*), брахиопод и гастропод. Она прослеживается от Фороса до Рыбачьего в зоне контакта нижнетаврической (T_3) и верхнетаврической (J_1p_2-t) свит, а потому может считаться самостоятельной свитой, а не базальной фацией верхнетаврической свиты, как это предполагал М.В. Муратов.

3. *Верхнетаврическая свита* (J_1p_2-t) — терригенный флиш с остатками верхнеплинсбахских аммонитов *Amaltheus*, криноидей *Seirocrinus laevisutus* Pomp. (Кликушин, 1988) и нижнеюрских пелеципод. По сравнению с представлениями М.В. Муратова (1959), выделившего эту свиту, ее стратиграфический объем сокращен за счет обособления свиты "моховых камней" и отвечает только верхнему плинсбаху и тоару.

В разрезе междуречья Бодрака—Марты свите "моховых камней" соответствует ченкская свита, занимающая то же стратиграфическое положение (J_1s-p_1), а вышележащие флишевые толщи (I—V), содержащие аммониты плинсбаха (*Aegoceras* sp., *Liparoceras* sp.) внизу и тоара (*Dactylioceras* sp., *Pseudogrammoceras* sp.) вверху, представляют верхнетаврическую свиту в том же объеме, что и на Южном берегу.

После этой работы окончательно утвердилось мнение, что флишевые толщи таврической серии, развитые в бассейнах Бодрака и Качи—Марты, относятся к верхнетаврической свите и имеют нижнеюрский (верхний плинсбах—тоар) возраст (Никишин и др., 2006). Геологи РГГРУ (Цейслер и др., 1999) описывают их под названием яманской свиты того же возраста. Они же выделяют в долине Бодрака и верхнетриасовые отложения под названием усть-мендерской свиты. Однако эти действительно верхнетриасовые образования располагаются уже на северо-запад от Бодракского разлома в пределах Лозовской зоны и относятся к салгирской свите (Панов и др., 1994).

Говоря о стратиграфии таврической серии в бассейне Бодрака, необходимо упомянуть о работе В.С. Милеева и др. (1989), которая до сих пор является наиболее полной сводкой по геологии триас-лейасовых образований Качинского понятия. При интерпретации материала В.С. Милеев пошел не по стратиграфическому, а по структурно-формационному пути. Его схема строения таврической серии не является стратиграфической схемой в обычном понимании. Она содержит ряд примерно одновозрастных формаций (например, флишевая, глинистая, терригенная), которые слагают аллохтонные тектонические пластины, тектонически сближенные и перекрывающие друг друга. Выделенные им толщи (альминская, патильская и др.) — это не стратиграфические, а фациальные или формационные единицы, что отчетливо видно на рис. 1 в работе (Милеев и др., 1992), и потому в настоящей статье не использованы.

В работе Д.И. Панова и др. (2001) показано также, что стратиграфическим аналогом ченкской свиты в разрезе между истоками Бодрака и Альмы является выделенная Н.В. Логвиненко (1961) "толща нормального флиша с мощными кварцитовидными песчаниками" ("толща Азыпсырта"), занимающая аналогичное стратиграфическое положение по отношению к вышележащим флишевым толщам и сходная по своему строению с песчано-алевролитовой фацией заведомо ченкской свиты (рис. 7). Так как ченкская свита по своему стратиграфическому положению является

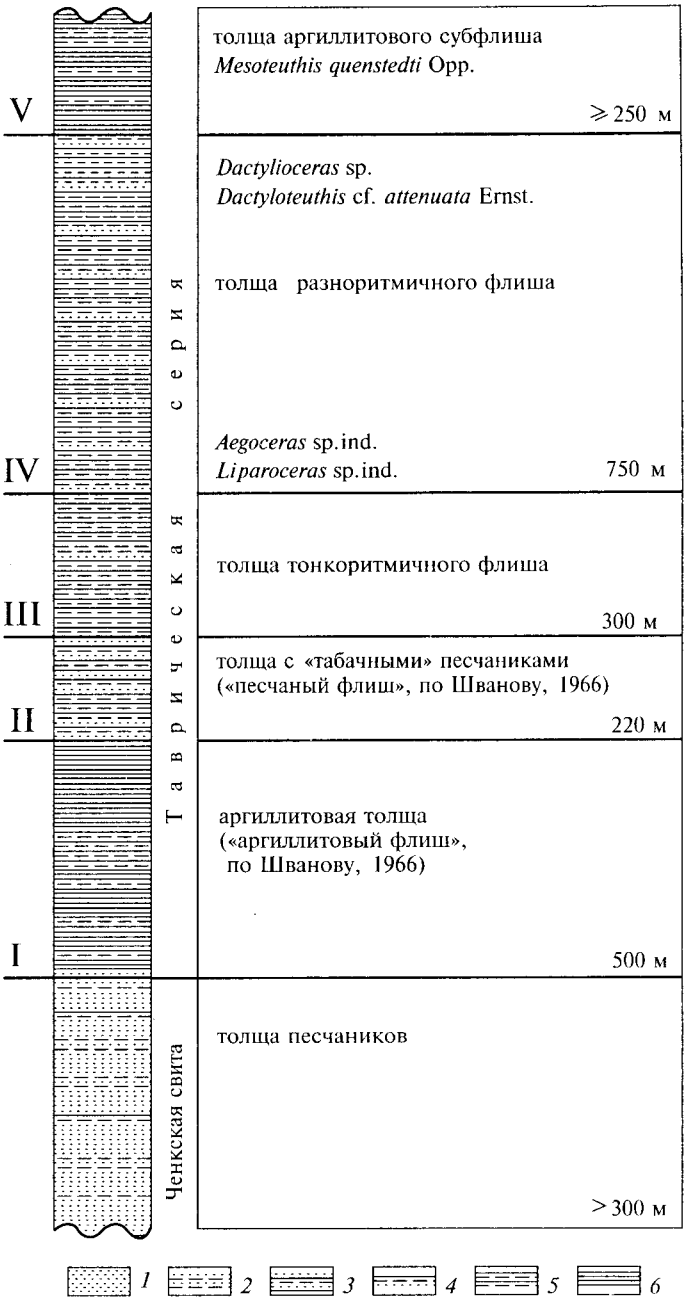


Рис. 2. Разрез отложений таврической серии в средней части бассейна р. Бодрака и междуречье Бодрака—Марты по Панову и др. (1978):
1 — песчаники массивные; *2* — песчаники плитчатые с прослоями алевролитов; *3* — песчаный флиш; *4* — толсторитмичный флиш; *5* — тонкоритмичный флиш; 6 — аргиллиты и "аргиллитовый" флиш

аналогом свиты "моховых камней" (J_1s-p_1), то "толща древнего флиша", установленная Н.В. Логвиненко в истоках Бодрака и подстилающая "толщу Азыпсырта", должна принадлежать нижнетаврической свите и иметь верхнетриасовый возраст. На возможность присутствия нижнетаврической свиты на Качинском поднятии указывает давно известная находка верхнетриасового *Pararcestes* sp. в верховьях р. Бельбека (Муратов, 1959). Три толщи, выделенные Н.В. Логвиненко над "толщей Азыпсырта", по составу пород, строению

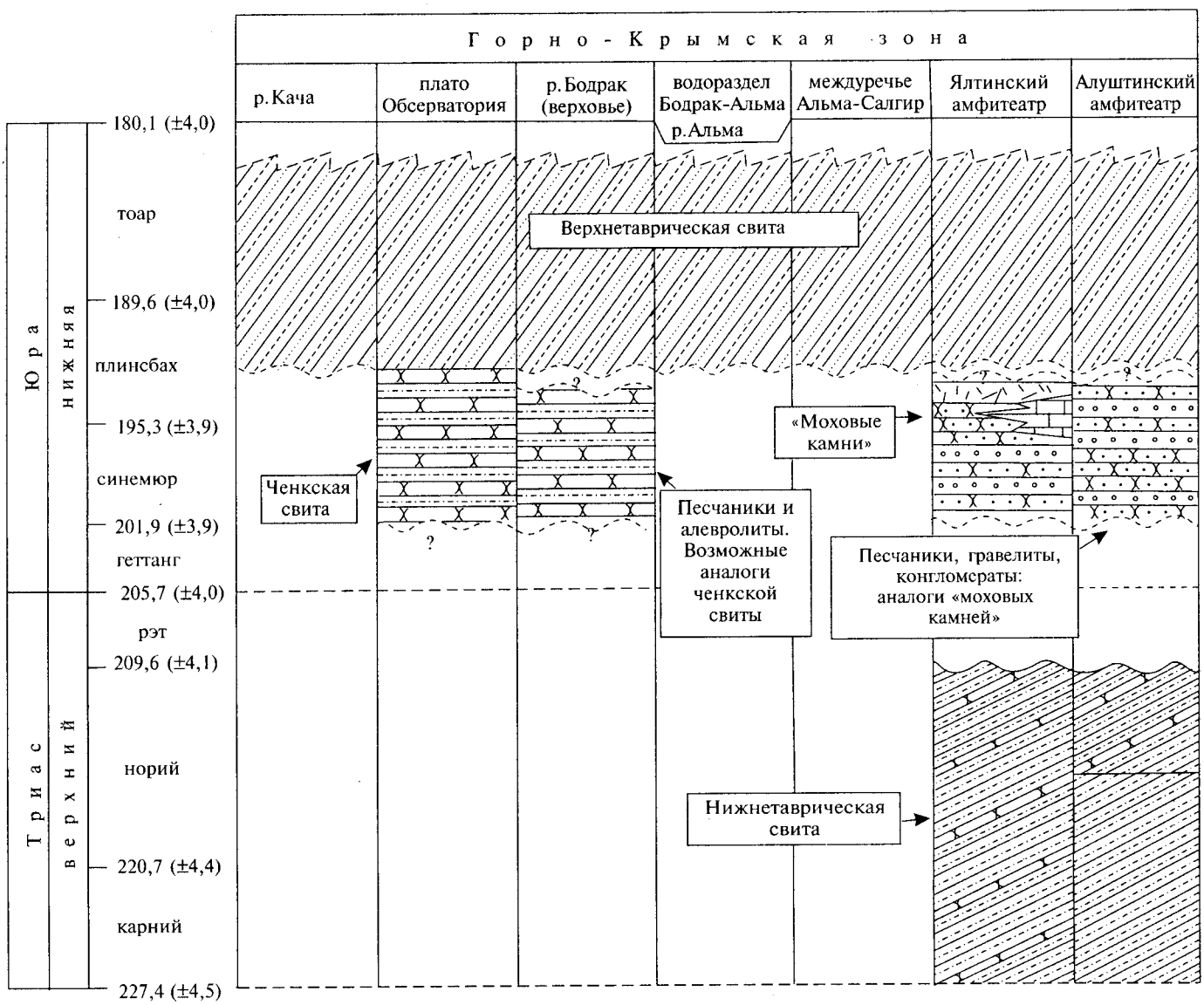


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов таврической серии в Горно-Крымской зоне по Панову и др. (2001)

и стратиграфической последовательности являются несомненными стратиграфическими аналогами трех толщ (I, II, III) верхнетаврической свиты. Эти сопоставления дают возможность предложить единую схему стратиграфического расчленения таврической серии Качинского поднятия, характеристика и обоснование которой будут даны в следующем разделе.

Схема стратиграфического расчленения таврической серии Качинского поднятия (междуречье Альмы—Бодрака—Марты)

С изложенных выше позиций, таврическая серия на рассматриваемой территории расчленяется следующим образом (рис. 1, 4): T_3k-n — нижнетаврическая свита; J_1s-p_1 — ченкская свита, включающая две фации (обсерваторскую и азыпсыртскую); J_1p_2—J_2al_1 — верхнетаврическая свита, подразделяющаяся на пять толщ.

Нижнетаврическая свита (T_3tv_1) — карнийский и норийский ярусы

Выделена М.В. Муратовым (1959). В пределах рассматриваемого района свита обнажается на поверхности только в истоках р. Бодрака от устья Послешвановского оврага до юго-западного склона хр. Азыпсырт (рис. 5). Она составляет самую нижнюю часть мощного разреза пород таврической серии, которые на западе залегают субвертикально (подошва слоев на западе), а на северо-востоке, на склоне хребта — с нормальным падением на северо-восток под углом 45—60°. С юго-запада и северо-запада весь блок ограничен крупными тектоническими разрывами, и подошва свиты здесь (как, впрочем, и во всем Горном Крыму) не вскрыта. Перекрывается она структурно согласно отложениями ченкской свиты ("толща Азыпсырта").

Единственное описание нижнетаврической свиты принадлежит Н.В. Логвиненко (1961), который назвал

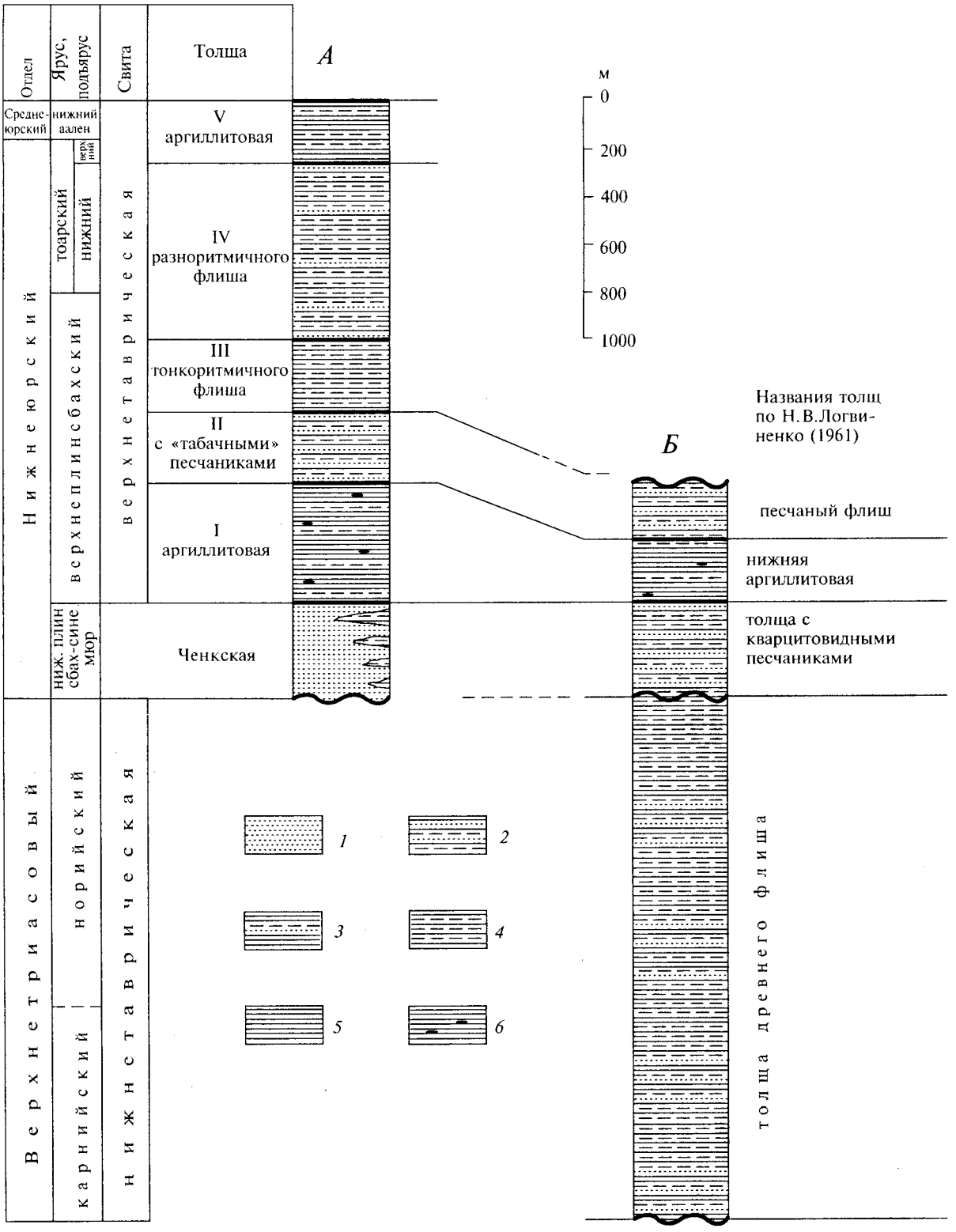


Рис. 4. Схема стратиграфического расчленения таврической серии на Качинском поднятии (междуречье Альмы—Бодрака—Марты): *А* — среднее течение р. Бодрака и междуречье Бодрака—Марты; Б — верховье р. Бодрака и междуречье Бодрака—Альмы; *1* — песчаники; *2* — песчаный флиш; *3* — разноритмичный флиш; *4* — тонкоритмичный флиш; *5* — аргиллиты; *6* — крупные конкреции сидерита

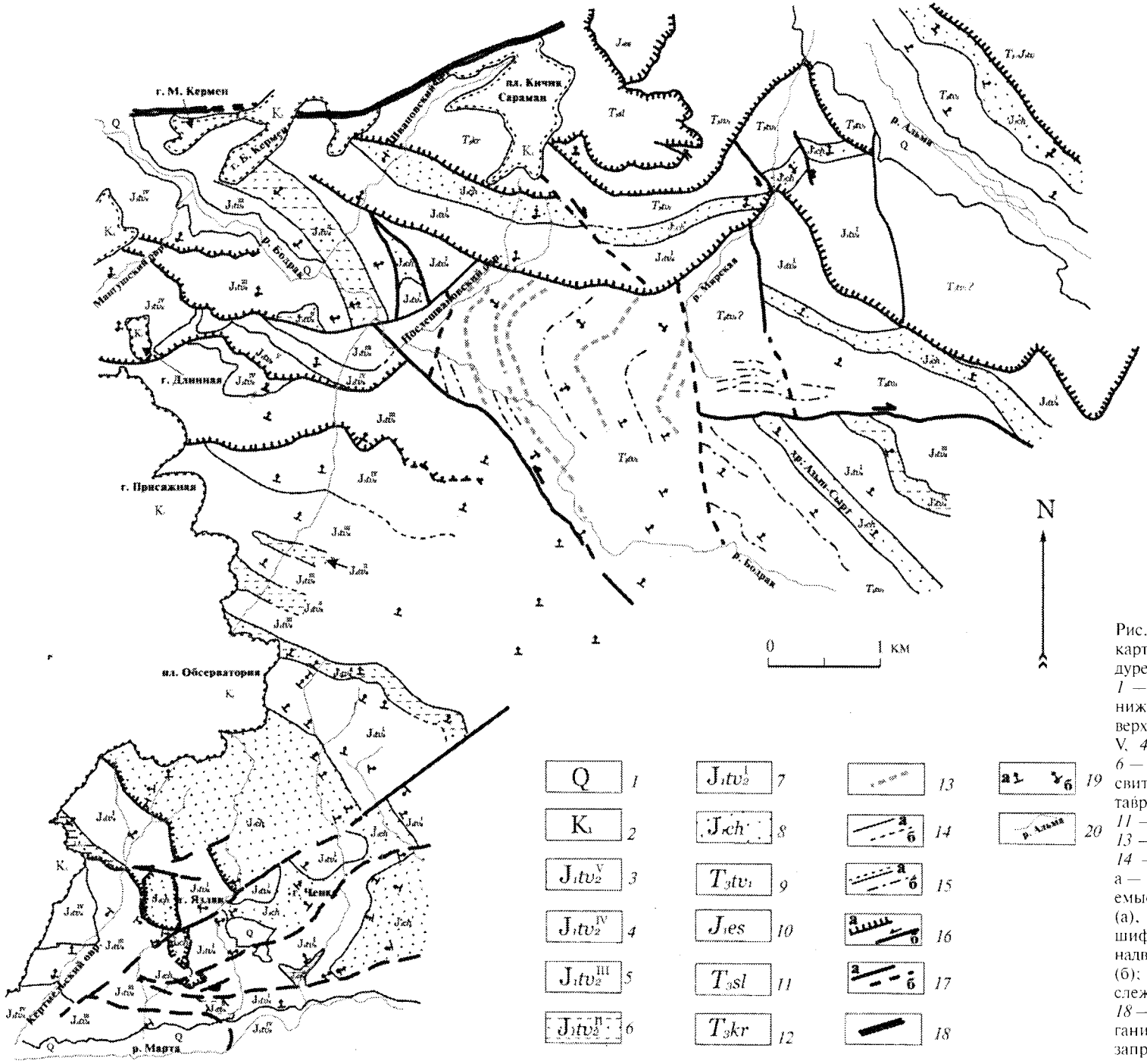


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Качинского поднятия в междуречье Альмы—Бодрака—Марты: *1* — четвертичные отложения; *2* — нижнемеловые отложения; *3—7* — верхнетаврическая свита: *3* — толща V, *4* — толща IV, *5* — толща III, *6* — толща II, *7* — толща I; *8—12* — свиты: *8* — ченкская, *9* — нижнетаврическая, *10* — эскиординская, *11* — салгирская, *12* — курцовская; *13* — постскладчатые силлы габбро; *14* — стратиграфические границы: а — прослеженные, б — предполагаемые; *15* — поверхности несогласия (а), маркирующие горизонты, отдешифрированные по АФС (б); *16* — надвиги и взбросонадвиги (а), сдвиги (б); *7* — прочие разрывы: а — прослеженные, б — предполагаемые; *18* — Бодракский разлом; *19* — залегание слоев: а — нормальное, б — запрокинутое; *20* — реки и овраги

ее "толщей древнего флиша" (рис. 4). Она образована чередованием пачек нормального флиша (20—45% разреза) с примерно равным участием песчаников, алевролитов и аргиллитов и пачек алевролит-аргиллитового флиша (40—50% разреза) почти без песчаников. На разных уровнях встречаются маломощные пачки аргиллитового флиша с резко подчиненными по мощности слоями алевролитов. Общее содержание песчаников составляет 5—16%, алевролитов — 17—34, аргиллитов 55—71%.

Видимая мощность "толщи древнего флиша" оценивается в 2500 м исходя из ширины выходов с учетом залегания пород. Возможно, истинная мощность несколько меньше за счет повторения разреза по разрыву меридионального простирания; но она заведомо не меньше 2150 м — мощности нижнетаврической свиты в едином разрезе к западу от разрыва (рис. 5).

Попыток стратиграфического расчленения столь мощной нижнетаврической свиты в истоках Бодрака не производилось, хотя это наверняка можно сделать. Есть только указание Н.В. Логвиненко, что в этом разрезе выделяются четыре мощные толщи алевролит-аргиллитового флиша, разделенные тремя толщами "нормального" флиша. За пределами Качинского поднятия нам известен только один пример расчленения нижнетаврической свиты. В Туакском поднятии восточнее Алушты М.В. Поляковой (1972) в 400-метровой толще песчано-алевролит-аргиллитового флиша выделена ее нижняя преимущественно аргиллитовая часть (50 м) с карнийскими *Halobia* spp. и верхняя (350 м), более песчанистая, с норийскими *Monotis* spp. С учетом разницы в мощностях очевидно, что толща, изученная М.В. Поляковой, составляет небольшую часть нижнетаврической свиты и ее сопоставление с разрезом верховьев Бодрака пока невозможно.

По нашим (достаточно скудным) данным, в составе обломочной части песчаников нижнетаврической свиты в истоках Бодрака присутствуют: кварц — 70—78%, плагиоклазы — 3, калишпат — 1—4, слюда — 7—12, литокласты — 11—12%. Индекс зрелости по Ф.Дж. Петтиджону (1981) 2,3—3,4. Это не противоречит данным Н.В. Логвиненко, который отмечает еще наличие акцессорных — циркона, турмалина, рутила, брукита, апатита. Изучение единичных образцов песчаников из нижнетаврической свиты Туакского поднятия, собранных восточнее Алушты, показало, что они более полимиктовые и характеризуются значительным содержанием обломков гранитоидов (10—15%) и калишпата (10—13%); их индекс зрелости 0,9—1,5. Свита содержит в этом месте много пластов песчаника, иногда линзовидных, среднезернистых, и представляет собой более проксимальную фацию, приближенную к южному борту бассейна. Та же закономерность отмечается и в триасовых отложениях Лозовской зоны на северном борту бассейна (Панов и др., 2004).

Ассоциация глинистых минералов в породах нижнетаврической свиты в истоках Бодрака изучена недостаточно. В основном это иллит-хлоритовая ассоциация с постоянным, хотя и изменчивым (5—24%) содержанием каолинита. Обращает на себя внимание обилие хлорита, магнезиального и железистого, причем его резко повышенное содержание в песчаниках (20—60%) по сравнению с аргиллитами (до 11%) ясно указывает на его аутигенную природу. Практически идентична ассоциация глинистых минералов в породах нижнетаврической свиты восточнее Алушты, где также установлено аутигенное происхождение хлорита и аллотигенное иллита и каолинита. Это еще одно подтверждение правильности сопоставления толщ и отнесения "толщи древнего флиша" к нижнетаврической свите. Предполагается, что обилие аутигенного хлорита в ней связано с синхронным проявлением вулканической деятельности в Горно-Крымском бассейне, следы которой отмечаются западнее, на Одесском шельфе, и восточнее, на Азовском валу и прогибах Западного Предкавказья (Панов и др., 2004).

Нижнетаврическая свита в истоках Бодрака остатки руководящих ископаемых не содержит. Она может принадлежать карнийскому и норийскому ярусам верхнего триаса исходя из ее стратиграфического положения (ниже "толщи Азыпсырта") и находок руководящих ископаемых этих ярусов на Южнобережном и Туакском поднятиях (Муратов, 1959; Полякова, 1972). Уже упоминавшаяся находка верхнетриасового аммонита *Pararcestes* sp. на Бельбеке, видимо, происходит из этой же толщи, которую там не удается выделить из-за плохой обнаженности.

Ченкская свита (J_1ch) — синемюрский ярус и нижний плинсбах

Впервые выделена Д.И. Пановым и др. (1978) в районе плато Обсерватория, где она слагает ядро Обсерваторской антиклинали (рис. 5). Подошва ченкской свиты в этом районе неизвестна, а покрывается она везде совершенно согласно аргиллитовой толщей I верхнетаврической свиты. Существует мнение (Милеев и др., 1989; Никишин и др., 2006), что контакты ченкской свиты везде тектонические, что она представляет собой аллохтонную пластину, слагающую водоразделы, из-под которой в оврагах выступает флиш верхнетаврической свиты. Это не так. Детальное картирование показало, что контакты ченкской свиты всегда крутые и хорошо прослеживаются с водоразделов в русла оврагов, причем везде с ченкской свитой контактирует одна и та же аргиллитовая толща I. Залегание пород ченкской свиты и аргиллитовой толщи согласное — нормальное на северо-восточном крыле антиклинали, запрокинутое на юго-западном. В двух местах на том и другом крыле наблюдается постепенный переход между свитами. Снизу вверх там следуют: типично ченкские песчаники, пачка аргиллитов (первые метры), пакет (несколько метров) песчаников, аналогичных ченкским, с характерным крупноритмичным строением и далее аргиллитовая толща. Наличие же следов тектонических деформаций на контакте ченкской свиты и аргиллитовой толщи совершенно естественно, если учесть их резко различные механические свойства.

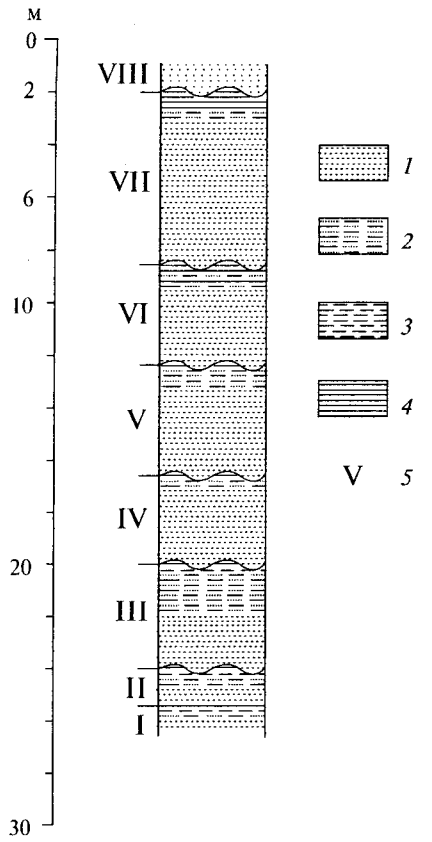


Рис. 6. Крупная ритмичность в отложениях ченкской свиты на юго-восток от Обсерватории:
1 — массивные средне- мелкозернистые песчаники; *2* — плитчатые мелко- и тонкозернистые песчаники, переходящие в алевролиты; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты; *5* — номера ритмов

Наиболее полные разрезы ченкской свиты вскрываются на южных склонах плато Обсерватория, где в условиях относительной обнаженности можно видеть толщу сплошных песчаников (видимой мощностью до 250—300 м), обладающих крупной ритмичностью (рис. 6). Ритмы мощностью от 1,5 до 6,5 м начинаются массивными мелко- или среднезернистыми песчаниками, ложащимися по резкой неровной (иногда с "карманами") границе. В основании в них иногда наблюдается горизонтальная слоистость, а выше, где они уже плитчатые, — крупная перекрестная слоистость. Далее следуют тонкоплитчатые мелко- и тонкозернистые песчаники, переходящие в алевропесчаники вновь с тонкой горизонтальной слоистостью. В самой кровле ритма иногда (не всегда!) обнаруживается маломощный (несколько сантиметров) прослой алевролита, изредка аргиллита. Песчаники обычно зеленовато-серые, полимиктовые, в основании ритма иногда с рассеянным мелким гравием; алевролиты сильнослюдистые, с обилием обугленных растительных остатков. По характеру ритмичности, мощности ритмов, резкому преобладанию (до 90—95%) первого элемента ченкская свита соответствует определению проксимального флиша по В.Т. Фролову (1988).

Второй район распространения ченкской свиты — правобережье р. Бодрака, где от Швановского оврага до подножия хр. Азыпсырт протягивается практически непрерывно полоса ее выходов (рис. 5). Повсеместно рассматриваемые отложения согласно перекрываются аргиллитовой толщей I верхнетаврической свиты, что прежде всего и определяет их принадлежность к ченкской свите. В районе Швановского и Послешвановского оврагов отложения ченкской свиты с севера ограничены поверхностью надвига в основании аллохтонной пластины курцовской свиты (T_3kr). Восточнее ченкская свита подстилается толщей терригенного флиша, которую мы предположительно (по стратиграфическому положению) относим к нижнетаврической свите. Непосредственный контакт толщ не наблюдался.

Отложения ченкской свиты на правобережье Бодрака обладают резко выраженной фациальной изменчивостью (рис. 7). В левом истоке Послешвановского оврага вся ченкская свита сложена массивными песчаниками "ченкского" типа лишь с редкими маломощными прослоями алевролитов или аргиллитов. Во всем разрезе обнаружена всего одна пачка (30 м) чередования аргиллитов и алевролитов с пластами песчаника. Это, несомненно, ченкская свита в ее типичной "обсерваторской" фации.

В правой ветви Послешвановского оврага ченкская свита образована уже чередованием песчаных пачек крупноритмичного строения мощностью по несколько десятков метров и менее мощных аргиллито-алевролитовых пачек. В песчаниковых пачках выделяются ритмы мощностью по несколько метров. Каждый ритм начинается массивным песчаником, который выше сменяется тонкоплитчатым песчаником, переходящим в кровле ритма в листоватые алевролиты, а изредка и аргиллиты. Песчаники в основании ритма средне-крупнозернистые, местами с гравелитом, вверху — мелко-тонкозернистые. Нетрудно видеть, что песчаниковые пачки — это типичная "обсерваторская" фация ченкской свиты, только чередующаяся здесь с аргиллито-алевролитовыми пачками.

И наконец, в Швановском овраге ченкская свита сложена уже в основном глинисто-алевритовыми породами, среди которых залегают около десятка песчаниковых пачек мощностью от 1,5—2,0 до 15 м. Песчаниковые пачки построены так же, как и везде в ченкской свите, обладая крупной ритмичностью. Разделяются они пачками (от 15 до 80 м) алевролитов, обычно скорлуповато-плитчатых, с подчиненными прослоями аргиллитов, реже песчаников. Толща (350—370 м), вскрытая в Швановском овраге, была выделена изначально (Панов и др., 1978) как "северная" песчано-алевролитовая фация ченкской свиты. В настоящее время ее принадлежность к ченкской свите подтверждается фактом фациального замещения между Швановским и Послешвановским оврагами.

Выделение песчано-алевролитовой фации ченкской свиты позволяет более уверенно отнести к ней и "толщу Азыпсырта", слагающую гребень одноименного хребта (рис. 5) и имеющую то же строение и стратигра-

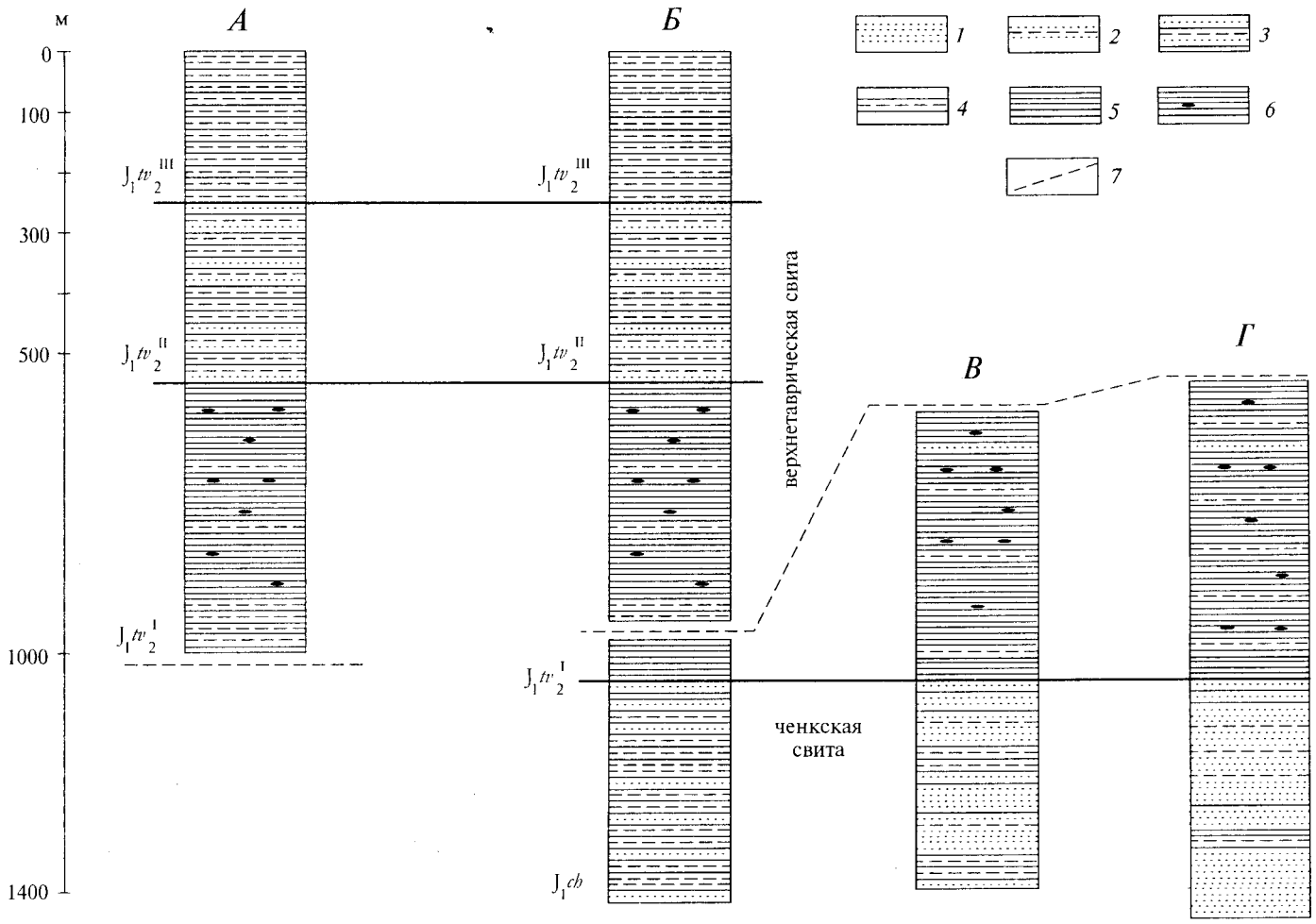


Рис. 7. Сопоставление разрезов таврической серии на правобережье р. Бодрака:
А — гора Бол. Кермен; *Б* — Швановский овраг; *В—Г* — Послешвановский овраг: *В* — правый исток, *Г* — левый исток; *1* — песчаники массивные; *2* — песчаники плитчатые с прослоями алевролитов; *3* — песчаный флиш; *4* — тонкоритмичный флиш; *5* — аргиллиты; *6* — крупные конкреции сидерита; *7* — разрывные нарушения

фическое положение (рис. 4, *Б*). "Толща Азыпсырта" согласно перекрывается аргиллитовой толщей I верхнетаврической свиты и структурно согласно подстилается нижнетаврической свитой. Подошва толщи Азыпсырта, по условиям обнаженности, не наблюдалась, однако нижняя граница толщи на аэрофотоснимках выражена очень резко. Можно предположить, что резкая граница (полоска сгущенной растительности) может фиксировать поверхность стратиграфического несогласия, где могли сохраниться остатки коры выветривания, с которой связано повышенное обводнение. Во всяком случае, такой характер границы на аэрофотоснимках в пределах района мы фиксируем еще только на одном уровне — в подошве трансгрессивно залегающих меловых отложений.

По описанию Н.В. Логвиненко (1961), "толща Азыпсырта" представляет собой нормальный песчано-алевролито-аргиллитовый флиш, чередующийся с алевролит-аргиллитовым флишем, и содержит пачки (до 2 м) массивных средне-крупнозернистых кварцевых песчаников, а также много пластов (0,5—1,2 м) тех же песчаников, но уже более тонкозернистых. В крупнозернистых песчаниках отмечены прослои гравелита, в тонкозернистых плитчатых песчаниках — обилие обугленных растительных остатков. В целом песчаники составляют до 18—20% всей мощности толщи, однако, возможно, эта цифра занижена из-за сильной залесенности склонов хребта. Тот факт, что толща Азыпсырта (только она из всей таврической серии!) образует четко выступающий в рельефе моноклинальный гребень, позволяет предположить, что роль песчаников в ней более значительна. В аргиллит-алевролитовых пачках отмечено присутствие серых неслоистых алевролитов с комковатой отдельностью, очень характерных для песчано-алевролитовой фации ченкской свиты. Общая мощность "толщи Азыпсырта", представляющей собой песчано-алевролитовую — "азыпсыртскую" — фацию ченкской свиты, составляет 300—400 м, как и в других выходах ченкской свиты.

Состав обломочного материала в песчаниках ченкской свиты закономерно меняется в тесной связи с ее фациальной изменчивостью. В типичной песчаниковой ("обсерваторской") фации в районе Обсерватории

и в Послешвановском овраге песчаники граувакковые, переходные к субаркозовым. В составе их обломочной части присутствуют: кварц — 40—45%, калишпат — 5—10, плагиоклаз — 5—7, слюда — 3—12, кварциты — 15—20, кремнистые породы — 5—8, измененные вулканиты — 1—3%. Индекс зрелости 1,1. В самых верхних слоях той же фации, где преобладают тонкозернистые плитчатые песчаники, породы становятся более зрелыми (индекс 1,56—1,87). В их обломочной части присутствуют: кварц — 50—62%, калишпат — 3—6, слюда — 7—10, кварциты — 7—15, кремнистые породы — 3—10, измененные вулканиты — 1—4%.

Еще большей зрелостью отличаются песчаники из песчано-алевролитовой фации с мощными пачками песчаников в Швановском овраге. Они содержат обломки: кварца — 50%, калишпата — 2—4, плагиоклаза — 3—4, слюды — 9, кварцита — 8—9, кремнистых пород — 2—5, вулканокластов — 2—3%. Их индекс зрелости возрастает до 2,27—2,50. И наконец, в песчано-алевролитовой — "азыпсыртской" — фации песчаники представлены кварцево-полевошпатово-слюдистыми разностями. В составе их обломочной части зерна кварца составляют до 70—78%, а помимо их присутствуют: калишпат — 1—4%, плагиоклаз — 2—6, слюда — 6—12, кварциты — 5—12, кремнистые породы — 1—2%. Индекс зрелости составляет 2,92.

Различия в степени зрелости и составе обломочной части ченкских песчаников закономерны и хорошо увязываются с последовательным рядом фаций от края бассейна к его центральной части. Видимо, наиболее близкая к борту бассейна южная фация — грубообломочная свита "моховых камней" — наиболее полимиктовая; следующая фация — проксимальный песчаный флиш "обсерваторской" фации ченкской свиты — содержит уже более зрелые песчаники с индексом зрелости 1,1 и до 1,51—1,87 в верхней части. Более дистальная, удаленная от борта бассейна песчано-алевролитовая фация с пачками песчаников имеет индекс зрелости песчаных пород 2,27—2,50; в самой дистальной, "азыпсыртской" фации, приуроченной к осевой части бассейна, преобладают преимущественно кварцевые песчаники с индексом зрелости 2,92. Отмеченное закономерное изменение зрелости обломочных пород является хорошим свидетельством правильности сопоставления толщ и их принадлежности к одному стратиграфическому горизонту.

Этот вывод получает полное подтверждение при анализе состава глинистых минералов. В рассмотренных выше толщах, в обеих фациях ченкской свиты присутствует одна и та же ассоциация глинистых минералов, включающая: гидрослюду — 24—70%, смешанослойные минералы — 10—39, хлорит — 20—58%, но отсутствует каолинит. По этому признаку ченкская свита резко отличается от всех толщ таврической серии Качинского поднятия. О причинах этого мы уже писали (Панов и др., 2004). Исключение составляет только разрез Швановского оврага, где во всех пачках песчаника отмечен каолинит в количестве 9—17%. Можно только предположить, что мощные (и линзовидные!) пачки песчаников — это остатки русловых потоков, приносивших аллотигенный каолинит с северного борта бассейна. Как было отмечено ранее (Панов и др., 2004), хлорит в отложениях ченкской свиты уже аллотигенный, что также отличает ее от нижнетаврической свиты и подчеркивает принадлежность свит к разным этапам геологического развития бассейна.

Руководящих ископаемых ченкская свита не содержит. В песчаниковой ("обсерваторской") фации обнаружен (Королев, 1983) лишь отпечаток папоротника *Cladophlebis* sp. (мезозой), а в песчано-алевролитовой ("азыпсыртской") фации — неопределимые обломки раковин мелких пелеципод и криноидей в основании пластов песчаника. Возраст ченкской свиты может определяться ее сопоставлением со свитой "моховых камней" на Южнобережном и Туакском поднятиях, которая содержит аммониты синемюрского яруса и нижнего плинсбаха (Панов и др., 2001). Таким образом, предполагаемый перерыв между ченкской и нижнетаврической свитами должен соответствовать рэтскому и геттангскому ярусам.

Верхнетаврическая свита ($J_{1-2}tv_2$) — верхний плинсбах, тоарский ярус и нижний аален

Выделена М.В. Муратовым (1959) в несколько большем объеме, включая слои, относимые в данной работе к свитам ченкской и "моховых камней". Позднее стратиграфический объем свиты был уточнен (Панов и др., 2001). Геологи РГГРУ называют эту свиту яманской, давая ей тот же возраст (Цейслер и др., 1999).

Отложения верхнетаврической свиты распространены главным образом в бассейнах Бодрака и Марты, выполняя там две крупные синклинальные структуры — Прохладненскую (на северо-восток от Обсерваторской антиклинали) и Кертмельскую (на юго-запад от нее). На Бодрак-Альминском междуречье они присутствуют только на северо-восточных склонах хр. Азыпсырт и отчасти на левобережье Альмы. Везде верхнетаврическая свита согласно налегает на ченкскую свиту (в ее различных фациях) и резко несогласно перекрывается нижнемеловыми отложениями (рис. 5). В составе ее выделены пять толщ, различающихся по характеру флишевой ритмичности, которые удается проследить на всей рассматриваемой территории.

Толща I — аргиллитовая ($J_1tv_2^1$)

Аргиллитовая толща наиболее широко распространена на бортах Прохладненской синклинали, а также отмечается на северо-восточном склоне хр. Азыпсырт и участвует в строении надвиговых пластин на Бодрак-Альминском междуречье. Везде, где удается наблюдать контакт, аргиллитовая толща согласно налегает на ченкскую свиту и также согласно перекры-

вается толщей II — с "табачными" песчаниками. Наилучшие разрезы аргиллитовой толщи были описаны нами на лесопосадочной террасе под восточным краем плато Большой Кермен (сейчас засыпана и заросла), по всем оврагам на правобережье Бодрака и в правых притоках Марты.

Толща I сложена однообразными черными осколчатыми аргиллитами с многочисленными крупными конкрециями сидерита, иногда с прослоями таких конкреций. Среди аргиллитов изредка прослеживаются прослои более плотных алевролитов. В разных местах в аргиллитовой толще присутствуют пачки аргиллит-алевролитового, а иногда и нормального (тонкозернистый песчаник—алевролит—аргиллит) тонкоритмичного флиша, но опять-таки с резким преобладанием аргиллитов. В наибольшей степени такие пачки распространены к югу от Обсерватории, где они слагают большую часть аргиллитовой толщи. Общая мощность толщи в западной части района достигает 500 м.

Восточнее, на Бодрак-Альминском междуречье, к толще I относится "нижняя аргиллитовая толща" Н.В. Логвиненко (1961), имеющая такое же стратиграфическое положение (рис. 4, *Б*). Это также толща сплошных аргиллитов с караваеобразными карбонатными конкрециями, которые чередуются с пачками алевролито-аргиллитового флиша, также с прослоями карбонатных конкреций. Роль аргиллитов в этой толще оценивается в 85%, а содержание конкреций составляет 3—4%. Мощность толщи сокращается здесь до 200—250 м, что естественно для дистальных фаций осевой части бассейна.

Для аргиллитовой толщи во всех ее выходах характерна однообразная ассоциация глинистых минералов, резко отличная от таковой ченкской свиты. Здесь присутствует гидрослюда — 44—53%, смешанослойные минералы — 8—18% при полном отсутствии хлорита, но обязательном присутствии каолинита — до 29%!

Толща II — с "табачными" песчаниками ($J_1tv_2^{II}$)

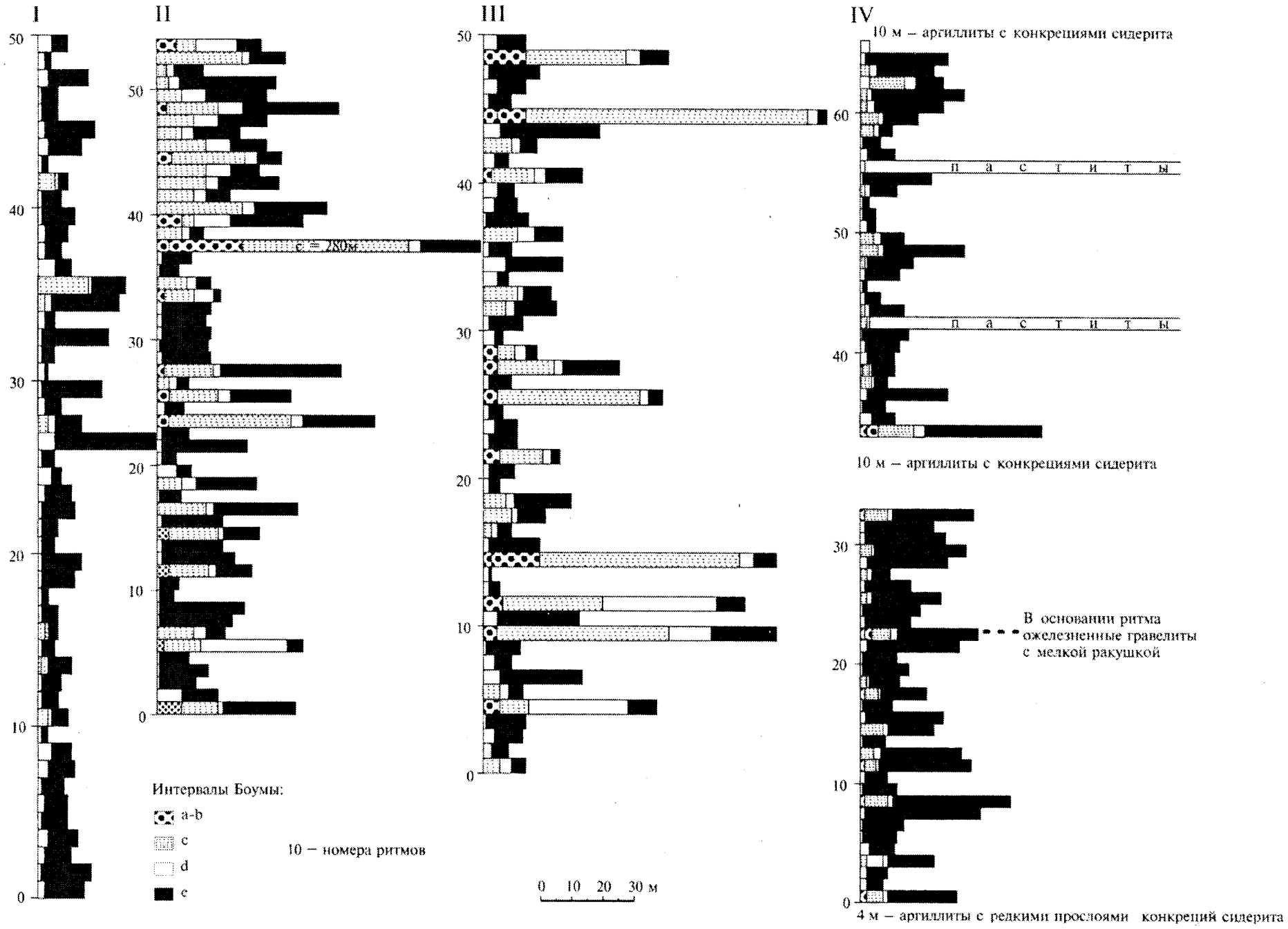
Толща II залегает согласно, даже с постепенным переходом, на подстилающей аргиллитовой толще I и также согласно перекрывается толщей III тонкоритмичного флиша. Подошва ее определяется появлением первого крупного ритма с мощным пластом "табачного" песчаника среди аргиллитов. Толща II однообразна на всей территории и представляет собой песчаный флиш; как "песчаный флиш" ее и описывали В.Н. Шванов (на западе) и Н.В. Логвиненко (на востоке). Наиболее характерны для толщи крупные (до первых метров) ритмы с мощным (до 1,5—2,0 м) первым элементом, представленным зеленовато-серыми "табачными" песчаниками (рис. 8). Песчаники главным образом мелкозернистые, в основании массивные, среднезернистые, иногда с гравием ("a, b" по Боуму), выше косослоистые, часто с конволютной слоистостью ("c"), вверху — алевропесчаники с тонкой горизонтальной слоистостью ("d"). Крупные ритмы с "табачными" песчаниками объединяются в пачки по 5—10 м, разделенные пачками (до 10 м) тонкоритмичного флиша опять же с участием песчаников: 1 эр — тонкозернистые песчаники и алевролиты (5—15 см) "c" и "d", 2 эр — аргиллиты "e" (до 30 см). В основании пластов "табачных" песчаников отмечаются крупные флишевые иероглифы, главным образом слепки борозд размыва. Там же достаточно часты мелкие обломки раковин неопределимых пелеципод и фрагменты скелетов криноидей.

Наиболее песчанистой является верхняя часть толщи II. Ниже по разрезу пачки крупных ритмов с мощными "табачными" песчаниками становятся реже, а разделяющие их пачки тонкоритмичного флиша все мощнее (до нескольких десятков метров), а в их составе все большую роль играют аргиллиты в ущерб песчаникам. Тем самым подчеркивается непрерывность перехода от аргиллитовой толщи I к толще II.

На северо-восточных склонах хр. Азыпсырт (рис. 4, *Б*) к толще II относится "межаргиллитовая толща песчаного флиша", имеющая такое же строение и состав (Логвиненко и др., 1961). Роль песчаников в ней даже больше — до 65%. Мощность толщи II довольно постоянна — 220—300 м.

Состав обломочного материала в "табачных" песчаниках также отличается постоянством и существенно иной по сравнению с таковым ченкской свиты. В них резко преобладают зерна кварца — 55—58%, помимо которого присутствуют: калишпат — 3—5, плагиоклаз — 2—4, слюда — 3—5, обломки кварцитов — 5—10, кремнистых пород — 4—9 и измененных вулканитов — 2%. Это мезомиктовые песчаники — кварцевые субграувакки, индекс зрелости которых 1,70—2,15. Обращает на себя внимание сходство состава обломочного материала и зрелости "табачных" песчаников с ченкскими в разрезах Швановского оврага и Азыпсырта (индекс зрелости здесь даже выше — до 2,92). Однако это не основание для их стратиграфической параллелизации. "Табачные" песчаники обладают одинаковой, достаточно высокой зрелостью на всей площади их распространения, что связано с расширением в это время Горно-Крымского бассейна. В составе же ченкской свиты зрелые песчаники появляются только в ее дистальных песчано-алевритовых фациях, приуроченных к осевой части бассейна.

В наибольшей степени отличие "табачных" песчаников от ченкских выявляется при сравнении ассоциаций глинистых минералов. Для "табачных" песчаников характерно присутствие гидрослюд — 29—48%, смешанослойных минералов — 9—20, хлорита — 21—38 и обязательно каолинита — 6—33%. Каолинит представлен тонкодисперсными разностя-


I
II
III
IV
10 м – аргиллиты с конкрециями сидерита
п а с т и т ы
п а с т и т ы
10 м – аргиллиты с конкрециями сидерита
В основании ритма ожелезненные гравелиты с мелкой ракушкой
4 м – аргиллиты с редкими прослоями конкреций сидерита
c = 280м
Интервалы Боумы:
a-b
c
d
e
10 – номера ритмов
0 10 20 30 м

ми, смешанослойные минералы иллит-монтмориллонитового состава плохой сохранности, зерна хлорита отсутствуют в аргиллитах — все перечисленные минералы явно аллотигенного происхождения. Их источник — коры выветривания, сформировавшиеся в предъюрское время на бортах бассейна и смежных территориях. В позднеплинсбахско-тоарское время они стали подвергаться размыву в связи с расширением Горно-Крымского бассейна.

Толща III — тонкоритмичный флиш ($J_1tv_2^{III}$)

Толща III впервые выделена В.Н. Швановым (1966) на обоих бортах Прохладненской синклинали, а Д.И. Пановым и др. (1978) прослежена в южной части Бодрак-Мартинского междуречья, где она выполняет основную часть Кертмельской синклинали (рис. 5).

Совершенно согласно, хотя и по резкой границе она налегает на толщу II (с "табачными" песчаниками) и также согласно, с постепенным переходом сменяется вверх по разрезу толщей IV (разноритмичный флиш). Нижняя граница толщи проводится по кровле последнего мощного пласта "табачных" песчаников.

Толща III представляет собой однообразную толщу типичного тонкоритмичного флиша. В прекрасных обнажениях в русле Бодрака (на протяжении 150 м) близ устья Швановского оврага толща образована ритмами толщиной преимущественно 7—25 см, в которых 1 эр обычно представлен только плотными тонкослоистыми алевролитами "d" — 1—5 см, а 2 эр — аргиллитами, иногда с конкрециями сидерита, — 5—20 см (рис. 8). Из 70 замеренных ритмов только в 10 основание 1 эр образовано косослоистыми тонкозернистыми песчаниками "c" (по Боуму). На нижней поверхности 1 эр иногда отмечаются флишевые иероглифы, чаще всего — мелкие биоглифы. Таким образом, это типичный дистальный алевролит-аргиллитовый флиш, как его и характеризует В.С. Милеев (1989) под названием "патильская толща".

Несмотря на однообразие толщи, отдельные части ее все же различаются по характеру ритмичности. Так, например, в прекрасном разрезе промоины у южного края плато Большой Кермен в нижней части толщи выделяется пачка (15—20 м) аргиллитов с частыми прослоями мелких конкреций сидерита, а в средней части — пачка (10—13 м), в которой на фоне обычного тонкоритмичного флиша выделяются 4—5 мощных (несколько десятков сантиметров) ритмов с 1 эр до 30—50 см. В основании таких ритмов — массивные песчаники с градационной слоистостью ("b"), выше (и в стороны по простиранию) — тонкозернистые песчаники с волнистой и горизонтальной слоистостью ("c"), переходящие в кровле в алевролиты "d".

Общая мощность толщи III оценивается приблизительно в 300 м, может быть и больше.

Литологический состав пород толщи III еще более однообразен. Песчаники — мезомиктовые, кварцевые субграувакки. Обломочная часть их включает: кварц — 60—80%, калишпат — до 10, плагиоклаз — 2—3, слюду — до 5, кварциты — до 20, хлоритизированные вулканиты — до 2%. Индекс зрелости их составляет 1,53—2,0 (по материалам В.С. Милеева — 2,0—2,17), т.е. близок к таковому для толщи II.

В аргиллитах и песчаниках толщи III установлено присутствие: гидрослюд — 32—44%, смешанослойных минералов (слюда—смектит) — 9—18, хлорита — 23—36 и непременно каолинита — 12—22%. Примерно такие же данные приводит В.Л. Косоруков (1997) для патильской толщи, указывая при этом на аллотигенную природу хлорита и тонкодисперсного каолинита.

Возраст нижних трех толщ (I, II, III) верхнетаврической свиты определяется их стратиграфическим положением. Согласно подстилающая их ченкская свита (как и свита "моховых камней") может относиться к синемюру и нижнему плинсбаху; в основании согласно перекрывающей их толщи IV близ устья руч. Мангушского найдены плинсбахские аммониты *Aegoceras* sp. и *Liparoceras* sp. (Муратов, 1959). Следовательно, толщи I—III могут относиться к верхнему плинсбаху. Единичные находки ископаемых в бассейне р. Качи подтверждают этот вывод. Найденный в районе с. Верхоречье плинсбахский белемнит *Nannobelus pavloviensis* Men. et Erl. (Муратов, 1959) также попадает в поле распространения низов толщи IV, а найденный В.А. Прозоровским в устье р. Марты уникальный по сохранности остаток верхнеплинсбахской морской лилии *Seirocrinus laevisutus* Pomp. попадает непосредственно в толщу III (рис. 5). Описание и изображение этого ископаемого имеется в работе В.Г. Кликушина (1988).

Толща IV — разноритмичный флиш ($J_1tv_2^{IV}$)

Толща IV под названием "толсторитмичный флиш" впервые выделена В.Н. Швановым (1966) в центральной части Прохладненской синклинали, а Д.И. Пановым и др. (1978) прослежена на юг вплоть до р. Марты, где она выполняет ядро Кертмельской синклинали (рис. 5). В.С. Милеев относит эти образования к альминской толще проксимального флиша, включая туда же и толщу II (с "табачными" песчаниками), и салгирскую свиту (T_3) из Лозовской зоны.

В основном толща IV — это нормальный трехкомпонентный (песчано-алевролит-аргиллитовый) флиш с изменчивой мощностью ритмов. В овраге Яман между горами Шелудивой и Длинной толща образована ритмами от 10—12 до 30—40 см с некоторым преобладанием последних. В 1 эр всегда присутствуют

Рис. 8. Ритмограммы для флишевых толщ верхнетаврической свиты:
I — толща тонкоритмичного флиша (III) на горе Бол. Кермен; II — толща с "табачными" песчаниками (II) в долине Бодрака; III — толща разноритмичного флиша (IV) в устье руч. Мангушского; IV — две флишевые пачки из толщи аргиллитового субфлиша (V) на горе Шелудивая

косо- и волнисто-слоистые тонкозернистые песчаники "c" 5—10 см, реже 15 см и тонко- и горизонтально-слоистые алевролиты "d" 5—10 см. 2 эр представлен аргиллитами, иногда с конкрециями сидерита — 10—30 см. На этом фоне выделяются более мощные ритмы — до 45—80 см, где мощность аргиллитов возрастает до 40—50 см, тонкозернистых песчаников "c" — до 15—20 см, а в основании появляются массивные песчаники с градационной слоистостью "a—b" 5—10 см. Периодически в этой разнородной толще появляются "уникально" мощные (до 200—250 см) ритмы с 1 эр до 120—170 см, где присутствуют массивные песчаники с градационной слоистостью "a—b", тонкозернистые песчаники с прекрасно выраженной конволютной слоистостью "c" (до 150 см), а мощность аргиллитов может также достигать 120 см. В основании всех пластов песчаника прекрасно выражены флишевые иероглифы, причем, в отличие от толщи III, это исключительно механоглифы — слепки борозд размыва.

Тот же характер толщи сохраняется и в другом прекрасно обнаженном разрезе — в устье руч. Мангушского. Здесь 1 эр в мощных ритмах не превышает 50—120 см, но зато такие ритмы встречаются чаще (рис. 8). Основные "фоновые" ритмы здесь аналогичны предыдущему разрезу и также обязательно содержат в основании песчаники "c".

В южной части района, в ядре Кертмельской синклинали, толща IV не содержит "уникально" мощных ритмов, но по остальным показателям (мощность "фоновых" ритмов, обязательное присутствие песчаников "c", слепки борозд размыва в основании) опознается достаточно уверенно.

В.С. Милеев (1989) определяет альминскую толщу (в том числе толщу IV) как проксимальный флиш, с чем трудно согласиться. Согласно его же определению, в проксимальном флише 1 эр (обломочный) должен преобладать над 2 эр (пелитовым) и коэффициент кластичности должен быть более 0,5 (1 эр : 2 эр). Примерно так же определяет проксимальный флиш и В.Т. Фролов (1988), но разноритмичный флиш толщи IV под это определение не подходит (как и толща II с "табачными" песчаниками). Коэффициент кластичности более 0,5 имеют только отдельные мощные ритмы; только их (отдельные ритмы!) и можно считать проксимальными. В основной массе "фоновых" ритмов 2 эр неизменно преобладает над 1 эр.

Общая мощность толщи IV может оцениваться только приблизительно как 750 м.

Литологический состав пород толщи IV однообразен и близок к таковому толщи III. Однако песчаники здесь более зрелые — олигомиктовые, литит-кварцевые. В составе их обломочной части возрастает роль кварца — до 70—90%, присутствуют обломки кварцитов — 10, хлоритизированных вулканитов — 1, калишпата — 1—2, плагиоклаза — 1, слюды — 1—2%. Индекс зрелости возрастает до 5,38—6,42 — максимальная величина для всех изученных нами толщ.

Из глинистых минералов в толще IV постоянно присутствуют: гидрослюды — 39—52%, смешанослойные минералы (слюда—смектит) — 9—23, хлорит — 22—47 и в обязательном порядке каолинит, содержание которого колеблется от 11 до 44%. Показатели близки к таковым для толщи III, за исключением увеличения в некоторых образцах содержания хлорита (до 47%) и каолинита (до 44%), видимо также аллотигенных.

Возраст толщи IV определяется находками аммонитов. Как уже отмечалось, в самых низах ее найдены плинсбахские аммониты *Aegoceras* sp. и *Liparoceras* sp.; возможно, из тех же слоев происходит плинсбахский белемнит *Nannobelus pavloviensis* Men. et Erl. Основная часть разреза толщи IV содержит довольно многочисленные остатки нижнетоарских аммонитов *Dactylioceras* sp. Находки их известны по всему руч. Мангушскому вплоть до горы Шелудивой. Последняя находка описана и изображена В.П. Казаковой (1962). Видимо, из самых верхов толщи происходит найденный на юго-западном склоне горы Шелудивой (Найдин, 1964) белемнит *Dactyloteuthis* cf. *attenuata* Ernst, также характерный для нижнего тоара. Таким образом, возраст толщи определяется как верхи верхнего плинсбаха — нижний тоар.

Толща V — аргиллитовый субфлиш ($J_{1-2}tv_2^V$)

Толща V присутствует только в ядре Прохладненской синклинали, где она и была выделена под этим названием В.Н. Швановым (1966). Толща V совершенно согласно сменяет вверх по разрезу толщу IV и с резким угловым несогласием перекрывается нижнемеловыми отложениями.

Толща V образована чередованием пачек аргиллитов (4—10 м) и флишевых пачек (3,5—11,5 м); по появлению первой аргиллитовой пачки и проводится ее подошва. Пачки аргиллитов однородны и содержат только прослои конкреций сидерита (или единичные конкреции). Флишевые пачки образованы в основном ритмами по 10—20 см, реже от 5 до 40—50 см; 1 эр обычно имеет мощность 2—5 см, реже до 10—12 см и примерно в половине ритмов представлен только алевролитами "d", в остальных ритмах присутствуют также тонкозернистые песчаники "c" и только в единичных случаях — массивные песчаники с градационной слоистостью "a" и "b" (иногда с гравелитом в основании). Основную часть ритмов во флишевых пачках составляют аргиллиты "e", мощность которых может достигать 40—50 см (рис. 8).

Толща V обладает рядом специфических особенностей. Во флишевых пачках в основании ритмов довольно часто встречаются бурые ожелезненные известковистые гравелиты со следами выщелоченного раковинного детрита. В аргиллитах верхней части ритмов иногда встречаются прослои конкреционного известняка. В аргиллитовых пачках и уникально мощных (до 200 см) ритмах во флишевых пачках достаточно часто встречаются *паститы* — линзовидные

тела несортированных глинистых алевролитов, переполненных мелкими обломками аргиллитов, песчаников и конкреций.

Видимая мощность толщи V в ядре Прохладненской синклинали оценивается в 250 м.

Мы не располагаем данными о составе обломочной части песчаников толщи V. Глинистые минералы в песчаниках и аргиллитах из этой толщи примерно те же, что и в толще IV: гидрослюда — 33—36%, смешанослойные слюда—смектит — 11—22, хлорит железистый — 22—33, каолинит — 20—23%.

Возраст толщи V определен как верхний тоар—нижний аален по палеонтологическим данным. На юго-восточном склоне горы Шелудивой и на левом борту руч. Мангушского у плотины ставка найдены (Барабошкин, Дегтярев, 1988; Густомесов, 1967) белемниты *Mesoteuthis quenstedti* Opp. — форма, пользующаяся наибольшим распространением в верхнем тоаре. В Палеонтологическом музее на полигоне РГГРУ имеется экземпляр верхнетоарского аммонита *Pseudogrammoceras* sp., по устному сообщению Е.А. Успенской происходящий из толщи V. В скважинах, пробуренных в районе полигона МГУ, из отложений толщи V получен комплекс фораминифер, включающий: *Spiroplectammina* cf. *haeusleri* Kapt., *Cornuspira orbicula* Terq., *Frondicularia* aff. *tenera* Born., *Praelamarckina humilis* Kapt., *Lamarkella* cf. *inflexa* Kapt. (Янин, 1976) — характерные формы слоев с Ophthalmidium mamontovae нижнего аалена Кавказа, Крыма и Средней Азии.

В целом верхнетаврическая свита представляет собой образования дистального флиша общей мощностью не менее 2000 м, которые уверенно подразделяются на пять толщ, прослеживающихся по всей рассматриваемой территории. К числу их характерных признаков относятся: средняя, "фоновая" мощность ритмов и соотношение 1 эр и 2 эр (коэффициент кластичности, по В.С. Милееву), мощность крупных ритмов и характер их распределения среди "фоновых", полнота 1 эр — присутствие в нем песчаников "c" или только алевролитов "d". Важной особенностью толщ является присутствие аргиллитовых пачек, которые в толще I составляют большую часть разреза, в толще V — примерно половину, а в остальных практически отсутствуют. Важным признаком служит характер флишевых иероглифов — преобладание биоглифов или слепков борозд размыва. Все это при внимательном изучении позволяет опознавать толщи даже в небольших разрезах.

Вся свита построена вполне закономерно. Мощность отложений и глубина их накопления убывают снизу вверх по разрезу с момента резкого углубления и расширения бассейна до его "отмирания". Верхнему плинсбаху соответствуют три толщи (I—III) общей мощностью более 1000 м, причем две их них преимущественно глинистые. Нижнему тоару отвечает уже одна толща IV — 750 м, а верхнему тоару и нижнему аалену — толща V мощностью всего 250 м. Одновременно с ослаблением прогибания и уменьшением глубины бассейна происходило его расширение, с чем связано последовательное увеличение зрелости поступавшего в него обломочного материала. Индекс зрелости песчаников закономерно возрастает от 1,56—1,87 в верхах ченкской свиты до 5,38—6,42 в верхах верхнетаврической свиты.

Несомненно, все это определялось режимом тектонических движений, общим для всего бассейна Горного Крыма. Поэтому предложенная нами схема должна иметь более общее значение, а не только для Качинского поднятия. Естественно сравнить ее и со схемой стратиграфического расчленения триасово-нижнеюрских отложений Большого Кавказа, расположенного непосредственно на юго-востоке, куда могут прослеживаться все тектонические зоны Крыма (Панов, 1997).

Сопоставление схем стратиграфического расчленения верхнетриасовых и нижнеюрских отложений Горного Крыма и Большого Кавказа

Наиболее полные разрезы нижнеюрских отложений располагаются в зоне Южного склона Большого Кавказа (Панов, 1976; Панов, Ломизе, 2007; Топчишвили, 1996б), а триасовых — там же южнее, в Сванетском антиклинории (Казьмин, Сборщиков, 1989). Последние представлены *гвадарашской свитой* — ритмичным чередованием мелкозернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. В верхней части свиты найдены фораминиферы, которые по определению Х.М. Саидовой, имеют скорее всего верхнетриасовый возраст. Соотношение гвадарашской свиты с подстилающими девонско-каменноугольными отложениями неясны, а перекрывающие нижнеюрские толщи налегают на нее с географическим несогласием. Возможно и структурное несогласие между ними, затушеванное послеюрскими деформациями. Есть все основания считать гвадарашскую свиту стратиграфическим аналогом нижнетаврической свиты (рис. 9).

Аналогом свиты "моховых камней" и ченкской свиты на Южном склоне Большого Кавказа является *сванетский горизонт* — фациально изменчивая толща грубообломочных пород с линзами карбонатных, а также вулканогенных пород среднекислого состава (Панов, Степанов, 2002). На Южном склоне, в осевой части бассейна, сванетский горизонт с географическим несогласием, но без видимого структурного несогласия налегает на гвадарашскую свиту (аналогия с залеганием ченкской свиты в Крыму), а на бортах бассейна он может ложиться прямо на древний фундамент. Найденные в разных местах аммониты устанавливают присутствие в составе сванетского горизонта (как и свиты "моховых камней") синемюрского яруса и нижнего плинсбаха. Списки найденных в зоне Южного склона юрских аммонитов, их описания и изображения есть в монографии М.В. Топчишвили (1996а). Таким образом, и в зоне Южного склона

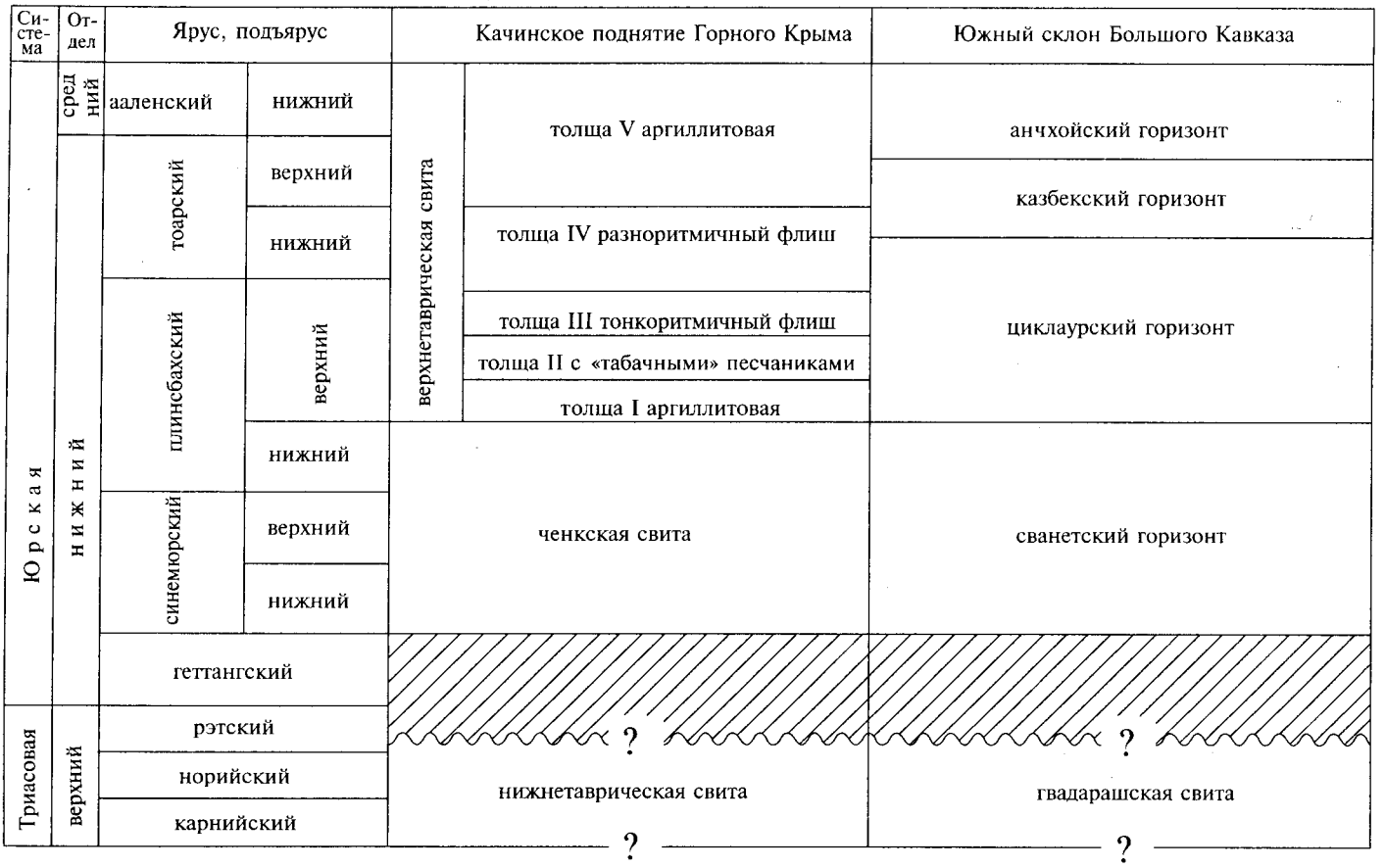


Рис. 9. Сопоставление разрезов триасовых и нижнеюрских отложений Горного Крыма (Качинское поднятие) и Южного склона Большого Кавказа

отложения геттанга, как и в Крыму, отсутствуют. Фациальная изменчивость синемюр-нижнеплинсбахских отложений в Крыму и на Большом Кавказе очень значительна и однотипна, указывая на сравнительную узость в это время обоих бассейнов. На бортах бассейнов это полимиктовые, грубообломочные породы с линзами вулканитов, которые отмечены и на Кавказе и в Крыму (Панов, Степанов, 2002). В осевых частях породы более зрелые, на Кавказе даже глинисто-алевритового состава.

Трем нижним толщам (I—III) верхнетаврической свиты, имеющим преимущественно глинистый состав, на Большом Кавказе соответствует также глинистый *циклаурский горизонт*. На всей территории Большого Кавказа он согласно, но по резкой границе налегает на обломочные толщи сванетского горизонта и относится в основном к верхнему плинсбаху. Более того, в ряде мест циклаурский горизонт обнаруживает трехчленное строение — наиболее глинистую нижнюю часть (аналог аргиллитовой толщи I), существенно песчанистую среднюю часть (аналог толщи II с "табачными" песчаниками) и песчано-глинистую верхнюю часть (аналог толщи III — тонкоритмичного флиша). Следует подчеркнуть, что на территории всего Большого Кавказа резкий переход от накопления грубообломочных толщ к однородной глинистой седиментации происходит на рубеже раннего и позднего плинсбаха, что, как и на территории Горного Крыма, связывается с началом расширения и углубления бассейна (Панов, Ломизе, 2007).

Полным аналогом толщи IV верхнетаврической свиты на Большом Кавказе является *казбекский горизонт*, который повсеместно представлен толщами частого, иногда флишевого чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов. В последнем случае в составе горизонта обособляются толщи дистального и иногда проксимального флиша. Казбекский горизонт согласно налегает на подстилающий циклаурский и также согласно, хотя и по довольно резкой границе сменяется вышележащим анчхойским горизонтом. Достаточно богатые сборы аммонитов устанавливают присутствие в составе казбекского горизонта нижнего тоара, а его верхняя часть принадлежит уже низам верхнего тоара (Панов, Ломизе, 2007; Топчишвили, 1996а).

Разрез добайосских отложений Южного склона Большого Кавказа венчается *анчхойским горизонтом* — однообразной аргиллитовой толщей верхов верхнего тоара—нижнего аалена, которая является стратиграфическим аналогом толщи V верхнетаврической свиты (также преимущественно глинистая толща — аргиллитовый субфлиш). У южного края зоны Южного склона анчхойский горизонт вроде бы несогласно перекрывается байосскими вулканитами, хотя некоторые исследователи это и оспаривают (Топчишвили,

1996б). В Крыму отложения таврической серии, в структуре которых участвует и толща V, также резко несогласно перекрываются осадочными и вулканическими толщами байоса. Отложения анчхойского горизонта на Кавказе отличаются рядом характерных особенностей, которые сближают его с толщей V. Помимо существенно глинистого состава толщ, к числу их относится присутствие слоев конкреционного известняка и общая повышенная карбонатность пород (отсюда, вероятно, и появление остатков фораминифер именно в толще V), присутствие ожелезненных ракушечников и повышенная железистость пород вообще. Очень характерные для толщи V паститы — следы переотложения еще не уплотненных осадков грязевыми потоками также имеют аналогию со сходными образованиями анчхойского горизонта в наиболее тектонически активных зонах Большого Кавказа. Кровля толщи V верхнетаврической свиты располагается где-то в середине аалена. В составе анчхойского горизонта на Кавказе может присутствовать и верхний аален, но в целом эти подразделения соответствуют заключительному этапу развития обоих бассейнов, что подчеркивается несогласием в основании трансгрессивно залегающих байосских отложений.

Сопоставление разрезов триас-лейасовых отложений Горного Крыма и Большого Кавказа показывает, что эти разрезы прекрасно коррелируются друг с другом; в обоих регионах с верхнего триаса и до аалена включительно наблюдается одна и та же последовательность отложений. Коррелируемые подразделения (толщи, свиты, горизонты) имеют идентичные или весьма близкие состав и строение, аналогичные условия залегания и взаимоотношения между собой и очень близкий геологический возраст, отвечая семи крупным этапам геологического развития, общим для Горного Крыма и Большого Кавказа.

Неизменно постоянными в обоих регионах остаются: позднетриасовый этап флишевого накопления (карний—норий), главный, геттангский (возможно, рэт?—геттанг) перерыв в осадконакоплении, стратиграфический объем грубообломочных отложений начального этапа (синемюр—нижний плинсбах), резкий и везде одновременный переход от грубообломочных к преимущественно глинистым отложениям в связи с углублением и расширением бассейнов на рубеже раннего и позднего плинсбаха и, наконец, продолжительность главного этапа развития бассейнов (поздний плинсбах—ранний аален). Незначительно меняется лишь возрастное положение границ между подразделениями этого этапа. Так, граница между тремя нижними толщами и толщей IV верхнетаврической свиты располагается в самых верхах верхнего плинсбаха, а граница циклаурского и казбекского горизонтов проходит внутри зоны H. falcifer нижнего тоара. Кровля толщи IV располагается вблизи границы нижнего и верхнего тоара, а кровля казбекского горизонта — внутри зоны D. levesquei верхнего тоара. Перечисленные толщи отвечают, конечно, этапам гораздо меньшего значения, чем предыдущие, поэтому смещение их границ вполне естественно.

Структура таврической серии на Качинском поднятии

Тектонической структуре Качинского поднятия посвящено много работ, общий обзор которых был выполнен сравнительно недавно Ю.С. Бискэ (2002).

С нашей точки зрения, рассматриваемая территория междуречья Альмы — Бодрака — Марты включает два крупных района (блока) с существенно разной структурой — западный, охватывающий территорию от горы Бол. Кермен на севере до р. Марты на юге, и восточный, занимающий территорию истоков р. Бодрака, хр. Азыпсырт и верховьев р. Альмы (рис. 5). Границей между районами (блоками) служит крупный разлом, прослеживающийся вдоль левого берега р. Бодрака от устья Послешвановского оврага на юго-восток (Аз пр ЮВ 130°) и представляющий собой левый сдвиг (“*Бодракский сдвиг*”). Разрывное нарушение четко выделяется на местности как широкая зона дробления и разлинзования пород и характеризуется резкой сменой условий залегания отложений. С юго-запада к нему подходят породы верхнетаврической свиты с субширотным простиранием и нормальным падением в северных румбах, а на северо-востоке породы нижнетаврической свиты характеризуются субвертикальным залеганием и северо-западным простиранием слоев. Подворот простирания слоев в присдвиговой полосе обусловил и образование на северо-востоке от сдвига крупной складки с вертикальным шарниром. В целом по линии сдвига произошло смещение всего восточного блока относительно западного на северо-запад и “врезание” его в виде широкого “клина” в северную часть западного блока.

Западный район (блок). О тектонической структуре западного района можно довольно уверенно судить по составленной нами геологической карте масштаба 1 : 25 000 (рис. 5). Всю северную половину района занимает крупная, опрокинутая к югу *Прохладненская синклиналь*, выполненная отложениями верхнетаврической свиты и сопряженная на юге с Обсерваторской антиклиналью, в ядре которой выступает ченкская свита. Осевая часть синклинали, выполненная породами толщи V, располагается в районе гор Шелудивой, Длинной и на восток от них. Северное крыло синклинали обрезано с севера субвертикальным Бодракским разломом и характеризуется преимущественно ЗСЗ—ЮВ простиранием слоев с запрокинутым падением на ССВ, т.е. это в целом огромная запрокинутая моноклиналь. Южное крыло синклинали (от горы Длинной до плато Обсерватория) более широкое; оно характеризуется субширотным или ВЮВ простиранием слоев с нормальным падением в северных румбах.

Строение Прохладненской синклинали осложнено рядом более мелких структур второго и третьего порядка. На южном крыле это небольшие асимметричные или даже запрокинутые на ЮЮЗ складки, с которыми связаны повторения разреза и увеличение ширины южного крыла. Самое характерное на обоих крыльях — это многочисленные взбросонадвиги, также вызывающие повторение разреза. Плоскости взбросонадвигов падают на север, причем северные крылья всегда взброшены или надвинуты на южные. Самый крупный из них проходит по ядру Прохладненской синклинали, в результате чего северное (запрокинутое) крыло синклинали оказывается в целом надвинуто на южное. На местности взбросонадвиги фиксируются как широкие зоны дробления, разлинзования и смятия пород, где активно формируются мелкие складчатые и взбросонадвиговые структуры третьего порядка с той же вергентностью.

Обсерваторская антиклиналь — структура брахиформного типа, прослеживающаяся от плато Обсерватория на юго-восток вплоть до долины р. Марты (судя по схематической карте в статье Ю.С. Бискэ (2002), даже дальше, до южного берега Марты). Ядро складки сложено массивными песчаниками ченкской свиты, и характер ее внутренней структуры неясен. В целом Обсерваторская антиклиналь, как и Прохладненская синклиналь, запрокинута на юго-запад. На ее северо-восточном крыле песчаники ченкской свиты стратиграфически согласно перекрываются аргиллитами толщи I верхнетаврической свиты с крутым нормальным падением на СВ. Юго-западное крыло Обсерваторской антиклинали запрокинутое. В полном виде оно сохранилось только в своей юго-восточной части на правобережье р. Марты. Здесь в ряде мест видно, как на песчаники ченкской свиты согласно налегают аргиллиты все той же толщи I; все породы также падают на СВ, но уже в запрокинутом залегании. На северо-западе: в истоках Кертмельского оврага и на юг от плато Обсерватория южное крыло антиклинали отсутствует, будучи срезано крупнейшим взбросонадвигом, по которому ченкская свита надвинута на аргиллиты толщи I. Зона этого взбросонадвига выражена полосой шириной в первые десятки метров, в которой чередуются разлинзованные и рассланцованные блоки ченкских песчаников, аргиллитов и окварцованных и ожелезненных брекчированных пород. В процессе надвигания по этой структуре из ченкской свиты были "выдавлены" крупные пластины песчаников, которые перемещались далее на юг в виде небольших тектонических покровов поверх пород верхнетаврической свиты. Наиболее крупный из таких покровов (600×300 м) слагает плоскую вершину горы Язлав и тектонически резко несогласно налегает на породы верхнетаврической свиты, имеющие совсем иное залегание.

Обсерваторская антиклиналь рассечена несколькими субвертикальными разрывами СВ простирания. С наиболее крупными из них связано формирование поперечных (по отношению к Обсерваторской антиклинали) синклинальных структур, сложенных породами верхнетаврической свиты и разбивающих антиклиналь на ряд сегментов.

На юго-запад от Обсерваторской антиклинали располагается *Кертмельская синклиналь*, выполненная породами верхнетаврической свиты. Ядро синклинали фиксируется на правобережье Кертмельского оврага, где присутствуют породы толщи IV. Центриклинальному замыканию соответствует обширная территория на правобережье Марты, сложенная главным образом породами толщ I и III и сильно нарушенная сближенными разрывами. Кертмельская синклиналь — более или менее симметричная структура, однако и здесь северное крыло осложнено взбросонадвигом, по которому толщи I и II, имеющие запрокинутое падение на СВ, надвинуты на центральную часть, на толщи III и IV с нормальным южным падением.

О структуре **восточного района** можно судить лишь предположительно. В основу геологической карты масштаба 1 : 25 000 положена рабочая карта М.В. Поляковой, которая, по сути, представляет собой карту фактического материала. Это и дало возможность нам, используя наши маршрутные наблюдения, данные дешифрирования аэрофотоснимков и разработанную нами схему стратиграфического расчленения таврической серии, проинтерпретировать данные М.В. Поляковой и составить геологическую карту в нашей редакции (рис. 5).

В восточном районе непосредственно на северо-восток от Бодракского сдвига располагается крупный *блок* в целом *моноклинально залегающих горных пород*. В русле Бодрака и на Бодрак-Альминском водоразделе в его пределах вскрывается почти непрерывный (уникальный для всего Горного Крыма) разрез отложений нижнетаврической, ченкской и верхнетаврической свит (с запада на северо-восток). Вертикальным разрывом субмеридионального простирания блок делится на две части. В западной части по берегам р. Бодрака вскрывается непрерывный разрез отложений нижнетаврической свиты (видимая мощность более 2000 м), залегающих практически вертикально и изогнутых в синформную складку с вертикальным шарниром, сформировавшуюся в результате горизонтального перемещения по Бодракскому сдвигу. В эту толщу в благоприятных тектонических условиях внедрилось большое количество постскладчатых силлов позднебайосского возраста (Латышев, Панов, 2008).

На восток от субмеридионального разрыва располагаются два блока, разделенные субширотным сдвигом, характеризующиеся нормальным моноклинальным залеганием слоев с падением на СВ. В обоих блоках в основании находятся породы нижнетаврической свиты, выше согласно залегают смещенные по сдвигу породы ченкской свиты, за которыми согласно следуют первые три (I, II, III) толщи верхнетаврической свиты. Наличие между блоками сдвигового нарушения вполне естественно, так как весь восточный район в целом испытал сдвиговое перемещение относительно западного.

На северо-северо-востоке весь моноклинальный блок восточного района по достаточно пологим надвиговым поверхностям тектонически перекрывается несколькими *надвиговыми пластинами* (рис. 5). Наиболее достоверно выявляется первая из них, прослеживающаяся от Швановского оврага до левобережья р. Альмы. Она сложена породами нижнетаврической, ченкской свит и толщи I (аргиллитовой) верхнетаврической свиты. Все толщи находятся в опрокинутом залегании с падением в северных румбах, образуя запрокинутую моноклиналь, и тектонически несогласно перекрывают породы моноклинального блока, характеризующиеся совсем иным залеганием. Как хорошо видно на геологической карте, первая надвиговая пластина представляет собой непосредственное продолжение северной части северного запрокинутого крыла Прохладненской синклинали (также запрокинутая моноклиналь!). Видимо, эта часть северного крыла, отделенная от основной части синклинали "вдвинутым клином" моноклинального блока, была особенно резко запрокинута и перемещена на юг, превратившись в надвиговую тектоническую чешую, именно благодаря пододвиганию под нее моноклинального блока. Обращает на себя внимание наличие серии сдвигов ССЗ простирания, по которым смещается полоса выходов ченкской свиты в пределах надвиговой пластины. Видимо, эти сдвиги (небольшой амплитуды) разделяют фрагменты надвиговой пластины, перемещавшиеся на юг с разной интенсивностью.

Севернее, в долине р. Альмы, выделяется вторая надвиговая пластина, сложенная в основании очень сильно перемятыми породами нижнетаврической свиты, которые по пологой, падающей также к северу поверхности надвига тектонически несогласно перекрывают запрокинутую моноклиналь первой пластины. Выше залегание пород во второй пластине становится также моноклинальным, но уже с нормальным падением на север, что особенно четко фиксируется в ченкской свите, венчающей разрез второй пластины.

Предполагается наличие на правобережье р. Альмы и третьей надвиговой пластины, в основании которой залегают раздробленные, нарушенные породы какой-то части таврической серии.

Помимо надвиговых пластин — чешуй, сложенных породами таврической серии и тесно связанных с общей структурой Горно-Крымской зоны, — в самой высокой части Бодрак-Альминского водораздела, в районе плато Кичик-Сараман, выделяется ряд *аллохтонных пластин*. Они сложены породами курцовской (T_3kr), салгирской (T_3sl) и эскиординской (J_1es) свит, перемещены сюда с северо-запада из Лозовской зоны и залегают очень полого в виде сравнительно небольших покровов, несогласно перекрывая структуру таврической серии Горно-Крымской зоны. Эти покровы были впервые обнаружены здесь В.С. Милеевым (1989), а затем подробно описаны и изображены на карте Д.И. Пановым и А.Г. Степановым (2002). Небольшие останцы тектонических покровов, перемещенных из Лозовской зоны, показаны на карте В.С. Милеева и в западном районе на правобережье р. Бодрака. Это горы Бол. и Мал. Шпиль, сложенные пологозалегающими кварцевыми песчаниками эскиординской свиты, тектонически несогласно лежащими на крутопадающих слоях таврической серии.

Таким образом, вопреки существующим представлениям, повсеместная мелкая складчатость отнюдь не является основной характеристикой структуры таврической серии Качинского поднятия. Наиболее характерны здесь крупные, обычно запрокинутые на юг складчатые структуры, расчлененные многочисленными взбросонадвигами на ряд чешуй, представляющих собой фрагменты крупных складок, т.е. в целом это моновергентная чешуйчато-складчатая структура. Наряду с этим выделяются крупные блоки, отделенные сдвигами, для которых характерно крутое моноклинальное залегание толщ мощностью до 3—4 км. Такие моноклинальные блоки могут быть вдвинуты в соседние (чешуйчато-складчатые) и частично пододвинуты под них. Со сдвиговыми перемещениями в этом случае связаны формирование крупных складок с вертикальными шарнирами и сдвиговые перемещения внутри самих вдвинутых блоков, с пододвиганием — надвигание пластин чешуйчато-складчатых блоков на окраины пододвинутых моноклинальных.

Роль тектонических покровов в структуре таврической серии Качинского поднятия некоторыми исследователями явно переоценивается. Тектонических покровов, сложенных таврической серией, просто нет. Отмеченные выше тектонические покровы на Бодрак-Альминском водоразделе сложены различными свитами эскиординской серии и перемещены сюда из Лозовской зоны, образуя аллохтонные пластины, залегающие несогласно со структурой таврической серии. Они имеют небольшие размеры и в своем распространении тяготеют к границе Лозовской зоны, удаляясь от Бодракского разлома не более чем на 1—1,5 км.

Возраст структуры таврической серии определяется сейчас однозначно как *конец аалена — начало байоса* (Никишин и др., 2006; Панов, 1997). В это время вся территория Горного Крыма испытала общее сжатие, в результате чего отложения северного борта Горно-Крымского бассейна (эскиординская серия Лозовской зоны) были надвинуты на отложения его осевой части и южного борта (таврическая серия Горно-Крымской зоны). Надвигание сопровождалось интенсивными деформациями пород и формированием однотипной чешуйчато-складчатой структуры как в надвинутой эскиординской, так и в таврической серии. В Горно-Крымской зоне одновременно происходили и крупные сдвиговые перемещения с образованием гигантских моноклиналей и крупных складок с вертикальными шарнирами. К последним фазам этих деформаций относится перемещение покровов эскиординских пород из Лозовской зоны в Горно-Крымскую поверх уже дислоцированных слоев таврической серии.

В *позднебайосское время* (после раннебайосского поднятия) складчатая система испытала деформации другого типа — субвертикальные перемещения по разрывам преимущественно ЮЗ—СВ простирания. Наиболее крупный из них — Бодракский разлом, по которому северо-западное крыло было опущено относительно юго-восточного на 1 км. В результате сейчас в Лозовской зоне обнажаются только породы эскиординской серии, а в Горно- Крымской — только породы таврической серии, поверх которых на самых высоких водоразделах сохранились останцы перемещенных из Лозовской зоны аллохтонных надвиговых пластин эскиординских пород. В других местах они уничтожены эрозией еще в предмеловое время.

К деформациям этого (позднебайосского) этапа помимо Бодракского разлома относятся также вертикальные разрывы ЮЗ-СВ простирания, секущие Обсерваторскую антиклиналь и другие структуры западного района, а также некоторые разрывы подобного типа в восточном районе.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП "Научные школы" (грант НШ-841. 2008. 5).

ЛИТЕРАТУРА

Барабошкин Е.Ю., Дегтярев К.Е. Псефиты таврической серии (район среднего течения р. Бодрак) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1988. № 4. С. 79—82.

Бискэ Ю.С. Тектоника Качинского поднятия: эволюция представлений за 50 лет работы на Крымском полигоне // Геология Крыма: Уч. зап. Кафедры исторической геологии. Вып. 2. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2002. С. 24—33.

Геология СССР. Т. 8. Крым. М.: Недра, 1969. 575 с.

Геология шельфа УССР. Стратиграфия. Киев: Наукова думка, 1984. 181 с.

Густомесов В.А. Заметки о юрских и нижнемеловых белемнитах Бахчисарайского района Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 42, вып. 3. С. 30—40.

Казакова В.П. К стратиграфии нижнеюрских отложений бассейна р. Бодрак (Крым) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 37, вып. 4. С. 36—51.

Казьмин В.Г., Сборщиков И.М. Палеозойские и раннекиммерийские деформации на Кавказе и их место в развитии Тетиса // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 46—54.

Кликушин В.Г. О триасовых и раннеюрских криноидеях Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 6. С. 71—79.

Королев В.А. Первая находка ископаемого растения в отложениях таврической серии (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1983. № 2. С. 81—82.

Короновский Н.В., Милеев В.С. О соотношении отложений таврической серии и эскиординской свиты в долине р. Бодрак (Горный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1974. № 1. С. 80—87.

Косоруков В.Л. Ассоциации глинистых минералов среднетриасово-среднеюрских пород бассейна р. Бодрак, Горный Крым // Очерки геологии Крыма: Тр. Крым. геол. науч.-учеб. центра им. проф. А.А. Богданова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. Вып. 1. С. 88—96.

Крымгольц Г.Я., Шалимов А.И. Новые данные по стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Альмы (Юго-Западный Крым) // Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр. 1961. Вып. 1. № 6. С. 73—82.

Латышев А.В., Панов Д.И. Юрские магматические тела Горно-Крымской зоны в бассейне р. Бодрак (Юго-Западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2008. № 2. С. 21—30.

Логвиненко Н.В., Карпова Т.В., Шапошников Д.П. Литология и генезис таврической формации Крыма. Харьков: Изд-во Харьков. ун-та, 1961. 400 с.

Милеев В.С., Вишневский Л.Е., Никишин А.М., Розанов С.Б. Формации аккреционной призмы Горного Крыма // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1992. № 4. С. 25—31.

Милеев В.С., Вишневский Л.Е., Фролов Д.К. Триасовая и юрская системы // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 5—79.

Моисеев А.С. Новые данные о верхнем триасе Северного Кавказа и Крымской АССР // Докл. АН СССР. Нов. сер. 1939. Т. 23, № 8. С. 816—817.

Муратов М.В. Геология Крымского полуострова // Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. 2. М.: Недра, 1978. 191 с.

Муратов М.В. О стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений Крыма // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1959. № 11. С. 31—41.

Муратов М.В., Снегирева О.В., Успенская Е.А. Крым // Стратиграфия СССР. Юрская система. М.: Недра, 1972. С. 143—154.

Найдин Д.П. Новые находки нижнеюрских белемнитов в таврической серии Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1964. № 6. С. 67—69.

Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю. и др. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 60 с.

Панов Д.И. К вопросу о геологической истории Крыма в триасовое и юрское время // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1997. № 3. С. 43—49.

Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 154—207.

Панов Д.И. Стратиграфия триасовых и нижне-среднеюрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 77, вып. 3. С. 13—25.

Панов Д.И., Болотов С.Н., Никишин А.М. Схема стратиграфического расчленения триасовых и нижнеюрских отложений Горного Крыма // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Симферополь: Таврия-Плюс, 2001. С. 127—134.

Панов Д.И., Болотов С.Н., Самарин Е.Н., Гостев М.Ю. Перерывы в разрезе триасово-юрских отложений Горного Крыма и их историко-геологическое значение // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2004. № 2. С. 21—31.

Панов Д.И., Бурканов Е.И., Гайдук В.В., Илькевич Д.Г. Новые данные по геологии триасовых и нижнеюрских отложений в междуречье Марты и Бодрака (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1978. № 1. С. 47—55.

Панов Д.И., Гущин А.И., Смирнова С.Б., Стафеев А.Н. Новые данные о геологическом строении триасовых и юрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма в бассейне р. Бодрак // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1994. № 3. С. 19—29.

Панов Д.И., Ломизе М.Г. Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция) // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 39—110.

Панов Д.И., Степанов А.Г. Нижнеюрский вулканогенный горизонт на Бодрак-Альминском водоразделе (Горный Крым) и его аналоги в Горном Крыму и на Большом Кавказе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2002. № 1. С. 14—21.

Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.

Полякова М.В. Верхнетриасовые отложения Алуштинского амфитеатра (Горный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1972. № 6. С. 110—111.

Славин В.И. Геологическое развитие Крыма в мезозое // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1989. № 6. С. 24—37.

Топчишвили М.В. Нижнеюрско-ааленские аммониты Большого Кавказа в пределах Грузии // Тр. Геол. ин-та АН Грузии. Нов. сер. Вып. 100. Тбилиси, 1996а. 216 с.

Топчишвили М.В. Стратиграфия нижнеюрских и ааленских отложений Грузии // Тр. Геол. ин-та АН Грузии. Нов. сер. Вып. 108. Тбилиси, 1996б. 216 с.

Фохт К.К. О древнейших осадочных образованиях Крыма // Тр. СПб. о-ва естествоиспыт. 1901. Т. 32, вып. 1. С. 302—304.

Фролов В.Т. Флишевая формация — уточнение понимания // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 4. С. 16—32.

Цейслер В.М., Караулов В.Б., Туров А.В., Комаров В.Н. О местных стратиграфических подразделениях в восточной части Бахчисарайского района Крыма // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1999. № 6. С. 8—18.

Шалимов А.И. Новые данные по стратиграфии верхнетриасовых и нижне-среднеюрских образований юго-западной части Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1960. Т. 132, № 6. С. 1401—1410.

Шалимов А.И., Логвиненко Н.В. Таврическая серия // Геология СССР. Т. 8. Крым. М.: Недра, 1969. С. 74—99.

Шалимов А.И., Славин В.И. Крым // Стратиграфия СССР. Триасовая система. М.: Недра, 1973. С. 343—357.

Шванов В.Н. Литостратиграфия и структура таврической свиты в бассейне р. Бодрак в Крыму // Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр. 1966. Вып. 1. С. 153—156.

Шванов В.Н. Опыт статистической оценки точности сопоставления разрезов терригенного флиша // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1967. № 6. С. 3—10.

Янин Б.Т. Новые данные о геологическом строении Бахчисарайского района Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1976. № 5. С. 41—50.

STRATIGRAPHY AND STRUCTURE OF TAVR GROUP (UPPER TRIASSIC — LIAS) OF KACHA UPLIFT OF SOUTH-WESTERN CRIMEA

D.I. Panov, S.N. Bolotov, V.L. Kosorukov, V.A. Kamzolkin, E.A. Pikulik, S.E. Shikhanov

Tavr Group (Upper Triassic — Lias and lower Aalenian) of the Kacha Uplift is subdivided into three formations: Lower Tavr (Upper Triassic), Chenka (Sinemurian — Lower Pliensbachian) and Upper Tavr (Upper Pliensbachian — Lower Aalenian). The Upper Tavr formation consists of 5 members. The new stratigraphic scale for the Kacha Uplift is very close to the succession of the south slope of the Great Caucasus. All stratigraphic subdivisions are reflect stages of geologic evolution common for the Mountain Crimea and Great Caucasus and has not only regional, but also interregional importance. New model of tectonic structure of the Tavr Group is described.

Key words: stratigraphy, Upper Triassic, Lower Jurassic, tectonics, Kacha Uplift, Mointain Crimes, Ukraine.

Сведения об авторах: *Панов Дмитрий Иванович*, канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры региональной геологии и истории Земли геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова. *Тел.*: 8 (495) 939-49-28, *e-mail*: panov.msu@mail.ru; *Болотов Сергей Николаевич*, канд. геол.-минерал. наук, доцент, работает там же. *Тел.*: 8 (495) 939-27-06, *e-mail:* bsn@bmg.geol.msu.ru; *Косоруков Владимир Леонидович*, ст. преп. кафедры литологии геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова. *Тел.*: 8 (495) 939-27-52; *Камзолкин Владимир Анатольевич*, магистрант кафедры региональной геологии и истории Земли геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова. *Тел.*: 8 (495) 939-27-50; *Пикулик Елена Александровна*, аспирантка, работает там же; *Шиханов Станислав Евгеньевич*, аспирант кафедры литологии геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова, *e-mail*: scorpion-s@rambler.ru