

УДК: 551.242.11 (234.86)

## ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГОРНОГО КРЫМА

*В.С. Милеев<sup>1</sup>, Е.Ю. Барабошкин<sup>1</sup>, С.Б. Розанов<sup>1</sup>, М.А. Рогов<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

<sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 22.04.08

Позднекимерийская структура Горного Крыма имеет южновергентное складчато-покровное строение и сложена триасово-нижеберриасскими отложениями. Последние разделены на эскиординскую, таврическую, карадагскую, судакскую серии и яйлинскую серию карбонатной платформы, структурно связанную с подстилающими комплексами. Нижние три серии прорываются среднеюрскими интрузивами и субвулканическими телами. В структурном комплексе на севере выделяются узкая шовная Лозовская зона смятия — зона мегамеланжа с кластолитами карбона, перми, триаса, юры и нижнего мела (позднеюрская сутура бассейна) и Горно-Крымская складчато-покровная зона, занимающая остальную площадь. В последней по вертикали установлены три структурные единицы, разделенные компрессионными покровами и надвигами. Нижняя единица сложена преимущественно таврическим флишем, а в сложении средней участвуют образования эскиординской, карадагской и судакской серий. Верхняя единица сложена субплатформенными отложениями яйлинской серии. С середины берриаса по конец миоцена в регионе формировался чехол Скифской плиты. С плиоцена, на альпийском дейтероорогенном этапе, на плечах горного сооружения Крыма сформировались флексуры, обусловленные листрическими сбросами. Последние на южном плече, в акватории, вероятно, сочетаясь с надвигами в акватории прогиба Сорокина, образуют полуцилиндрические разломы. Таким образом, Горный Крым является позднекимерийским складчато-покровным сооружением, переработанным на альпийском этапе дейтероорогенными блоковыми движениями.

*Ключевые слова:* стратиграфия, структура, магматизм, геодинамическая эволюция, мезозой, кайнозой, Украина.

Сложнодислоцированные отложения Горного Крыма обнажаются на юге Крымского п-ва, северную часть которого занимает молодая эпигерцинская Скифская плита. Хотя обе структуры достаточно хорошо изучены, строение Скифской плиты, известное по данным геофизики и бурения, представляется понятным, а строение обнаженного дислоцированного комплекса до сих пор вызывает дискуссии. В настоящее время существует несколько интерпретаций структуры и геологической эволюции региона.

К началу 60-х годов XX в. исследованиями М.В. Муратова и его сотрудников, составившими эпоху в изучении геологии Крыма (Геология СССР, 1969; Муратов, 1973), были выработаны представления о строении триасово-юрских отложений. Согласно этим представлениям, наиболее древние сложноскладчатые породы верхнетриасово-ниженеюрской флишевой таврической серии слагают антиклинории. На них с резким несогласием залегают среднеюрские терригенные, угленосные и вулканогенные породы, перекрываемые с незначительным несогласием верхнеюрскими глинисто-конгломератово-карбонатными отложениями, образующими простые по строению синклинории. Эта концепция принимается и развивается поныне (Вознесенский, 1998; Панов, 2002; Панов и др., 2001, 2004; Пермяков и др., 1991), чему способствуют нормальная стратиграфическая последовательность указанных

комплексов и труднодоступность, слабая обнаженность, неизученность их контактов.

В начале прошлого столетия К.К. Фохт и А.С. Моисеев отмечали наличие надвигов в таврической серии и срывы в основании средней юры, а позже Г.А. Лычагин (Геология СССР, 1969) описывает надвигание таврических пород на среднеюрские на северном склоне Первой гряды Крымских гор. Проблему покровного строения нижнего комплекса подняли Н.В. Короновский и В.С. Милеев (1974), установив тектоническое сближение фаций глубоководной таврической и шельфовой эскиординской серий. В дальнейшем надвиги и покровы в нижнем комплексе описывали многие (Дегтярова и др., 1985; Заика-Новачкий и др., 1985; Славин, 1982, 1989), при этом считается, что перемещение покровов в соответствии с вергентностью происходило с севера на юг.

В 1980-е годы Ю.В. Казанцев (1982), исходя из центрбежного строения Средиземноморского складчатого пояса, считал, что шарьирование в Крыму на всех этапах формирования региона с протерозоя по настоящее время происходило в северных румбах, чему, однако, противоречит южная вергентность в киммерийском комплексе. В.В. Юдин (1995, 2001) полагает, что верхнеюрские отложения формировались в пределах современной акватории Черного моря и после поднятия гравитационно переместились на север. В ран-

нем мелу в условиях компрессии и закрытия Таврического бассейна они были шарьированы в южном направлении. Однако раннемеловая история Горного Крыма хорошо известна и не оставляет места для таких катаклизмов (Геологическое строение..., 1989а; Геология СССР, 1969; Муратов, 1973; Славин, 1989).

Таким образом, строение, направление, последовательность и время шарьирования разными авторами принимаются различными.

### СТРУКТУРА ГОРНОГО КРЫМА И УСЛОВИЯ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

Наиболее полной последней сводкой по стратиграфии триасовых и юрских отложений является работа В.В. Пермякова и др. (Геология шельфа..., 1984; Пермяков и др., 1991), в которой стратиграфическая схема построена исходя из нормальной вертикальной стратификации отложений. В ней приведены фаунистические характеристики выделенных свит. К сожалению, в работе нет геологической карты. Рассмотрение стратиграфической схемы (Геология шельфа..., 1984, табл. 2), с одной стороны, свидетельствует о высокой фациальной изменчивости отложений в каждый из рассматриваемых веков, что ведет к сложной и неустойчивой во времени палеогеографии региона. С другой стороны, в средней и поздней юре практически на всех уровнях в разных секторах выделяются однофациальные отложения (конгломераты, флишоиды и с позднего келловоя — карбонаты). Исключение составляет верхнебайосско-нижнебатская вулканогенная карадагская свита, местами заменяемая одновозрастными терригенными или вулканогенно-терригенными свитами. При этом, оценивая соотношения между подстилающими и перекрывающими свитами, понятия “конформные” и “дисконформные” соотношения подменяются понятиями “согласные” и “несогласные” соотношения без должного анализа строения и особенностей самих контактов.

Авторы проанализировали существующие стратиграфические схемы триасовых и юрских отложений Горного Крыма, стратотипические обнажения и установили, что в подавляющем количестве случаев соотношения между выделенными стратонами имеют в той или иной степени тектонический характер. Это не позволяет, с нашей точки зрения, выделять свиты, а следует говорить о толщах того или иного состава. По палеогеографическим условиям формирования толщ близкого состава и возраста они могут быть объединены в серии.

#### Стратиграфические и интрузивные комплексы

В 1970—1990 гг. авторы показали, что позднимиммерийский структурный комплекс Горного Крыма имеет складчато-покровное строение (рис. 1) (Геологическое строение..., 1989а, б; Милеев и др., 1994, 1999,

2004, 2006). В настоящее время авторы считают (Милеев и др., 1994, 1995, 1997а, б, 1998а, б, 1999, 2004, 2006), что в строении триасово-нижнеберриасского горно-крымского комплекса целесообразно выделять пять серий (рис. 2)<sup>1</sup>:

1. Раннетриасово(?)-ладинско-позднебайосскую склоново-шельфовую глинисто-терригенную эскиординскую серию.

2. Норийско-раннебайосскую глубоководную терригенную флишевую таврическую серию, формировавшуюся ниже уровня карбонатной компенсации.

3. Позднебайосскую островодужную известково-щелочную вулканическую, в основном андезибазальтовую, карадагскую серию.

4. Батско-киммериджскую шельфово-склоновую известняково-глинисто-терригенную судакскую серию.

5. Титонско-раннеберриасскую крайне мелководную (до 50 м) яйлинскую серию, представленную отложениями сложно построенной окаймленной карбонатной платформы. Это — субплатформенная терригенно-карбонатная формация, структурно связанная с подстилающими отложениями.

Мощности серий не поддаются точному определению из-за сложных тектонических соотношений между ними, но заведомо превышают несколько сотен метров.

Породы двух нижних серий прорываются среднеюрскими плутонами микродиоритов и диоритов интрузивного первомайско-аюдагского комплекса, а карадагской серии — базальтовыми, андезибазальтовыми телами *субвулканического* бодракского комплекса, образующими совместно с ней бодракско-карадагскую вулканическую ассоциацию (Геологическое строение..., 1989б; Геология СССР, 1969).

#### Тектоническая структура

Структура Горного Крыма сформирована в компрессионных условиях в киммерийскую эпоху и была переработана глыбовыми движениями на альпийском этапе.

#### Киммерийский структурный комплекс

В киммерийском компрессионном комплексе выделяются Горно-Крымская структурная зона, занимающая почти всю площадь региона, и Лозовская зона смятия, локально распространенная на севере (рис. 1 и 3).

**Лозовская зона смятия** субширотного простираения (шириной до 7 км) с севера ограничивает Горно-Крымскую структурную зону и резко отличается от нее стилем строения. Граничат обе зоны по продольным крупным субвертикальным разломам, неоднократно обновлявшимся в последующем. Обнажена она фрагментарно лишь в долинах рек Мал. и Бол. Салгира, Альмы и Бодрака, перекрываясь на севере отложениями платформенного чехла Скифской плиты,

<sup>1</sup> Возраст выделенных серий в статье не обсуждается. Он рассмотрен в работе (Геологическое строение..., 1989а), частично, яйлинской серии, обоснован в данной статье (см. рис. 5).

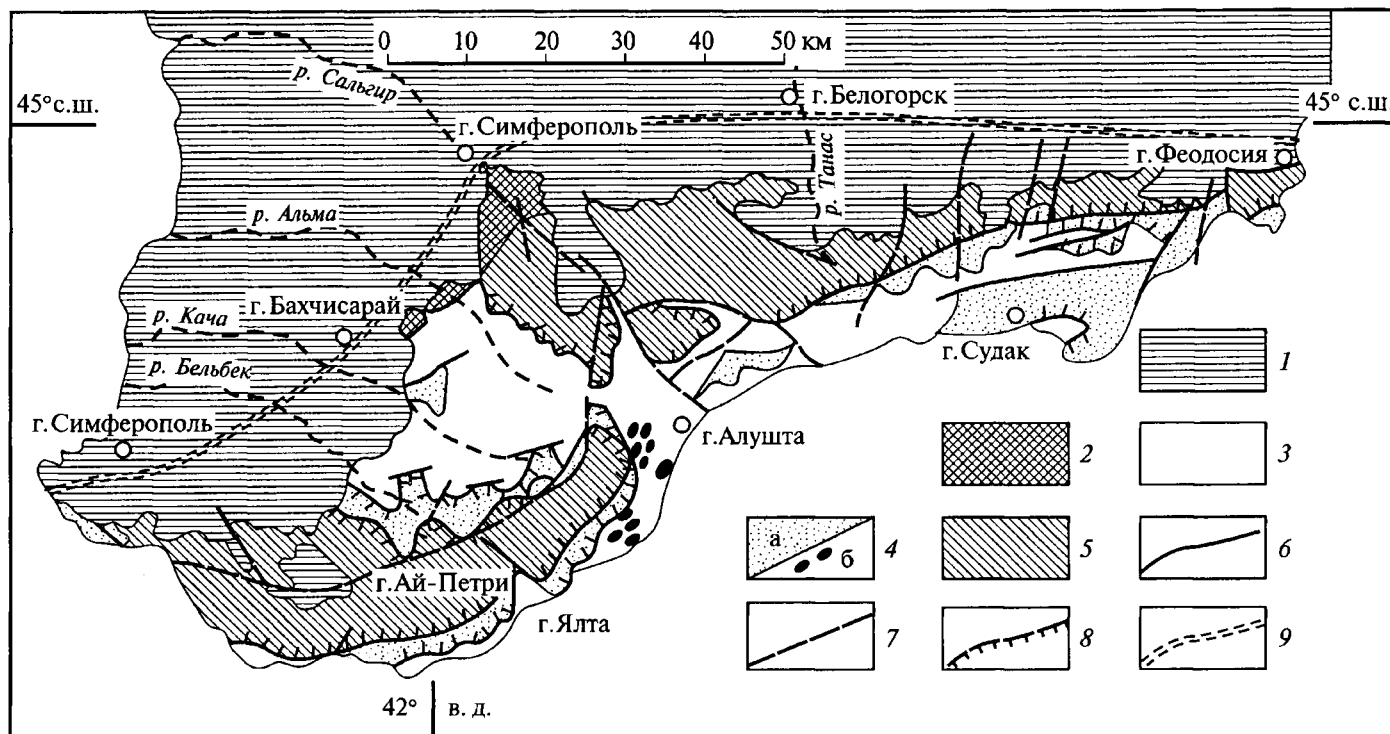


Рис. 1. Тектоническая схема Горного Крыма:

1 — платформенный чехол Скифской плиты; 2—5 — структуры Горного Крыма: 2 — Лозовская зона смятия; 3—5 — Горно-Крымская структурная зона: 3 — нижняя триасово-среднеюрская единица (преимущественно таврическая серия), 4 — средняя единица, сложенная средне-верхнеюрскими образованиями (а — стратифицированные отложения эскиординской, карадагской и судакской серий, б — среднеюрские интрузивы). 5 — верхняя единица, представленная титонско-нижнеберриасской яйлинской серией; 6 — подошва платформенного чехла; 7 — субвертикальные взрезы, взбросы, сбросы и сдвиги; 8 — надвижки и покровы; 9 — граница распространения горно-крымского структурного комплекса под платформенным чехлом

под которыми на нее надвинуты метаморфиты фундамента Симферопольского поднятия (Юдин, 1995). В ее строении участвуют главным образом отложения эскиординской и в меньшей степени таврической серий, а основным отличием является широкое распространение вулканогенных пород бодракско-карадагской вулканической ассоциации и среднеюрских диоритовых интрузивов первомайско-аюдагского комплекса (Геология СССР, 1969)<sup>2</sup>.

В тектоническом отношении в Лозовской зоне могут быть выделены две подзоны.

*Южная подзона* представляет собой структуру мегамеланжа, в которой эллипсоидальные блоки размером в десятки — сотни метров пород перечисленных серий с фрагментами внутренней складчатой структуры обтекаются динамометаморфизованной рассланцованной слабосерицитизированной, хлоритизированной массой, включающей мелкие сглаженные обломки песчаников — кластолитов пород всех серий. Отмечены отдельные находки фтанитов с неопределимыми остатками радиолярий. Мощности этих зонк рассланцованных пород составляют от первых до десятка метров. Такое строение обуславливает мегасвильевую структуру подзоны, погружающуюся в северных румбах под углами от 45 до 90°.

На юге на границе с Горно-Крымской зоной выделяется более тектонизированный мезомеланж (мощностью до 200—300 м) с кластолитами, составляющими доли и первые десятки метров, в который включены экзотические глыбы известняков каменноугольного, пермского, триасового, юрского и раннемелового возраста. Вероятно, это нижняя часть аллохтона покрыва, близкая к поверхности базального срыва киммерийского дислоцированного комплекса с эпигерцинского фундамента, включающая продукты тектонической эрозии и стесывания как аллохтона, так и автохтона. Раннемеловые кластолиты были захвачены при ремобилизации зоны в последующем, на альпийском этапе развития региона.

*Северная подзона* сложена “разбитой формацией” (Икинз, 1991). Она рассланцована в меньшей степени и сложена образованиями бодракско-карадагской вулканической ассоциации и песчано-конгломератовыми отложениями битакской свиты судакской серии — образованиями задугового бассейна. Здесь наблюдаются падения на север под углами от 60° до почти вертикальных. Для Лозовской зоны характерна южная вергентность, но выраженная слабее, чем в Горно-Крымской зоне.

<sup>2</sup> Магматические образования Южного берега имеют не очень ясную позицию. Они могут находиться в аллохтоне, будучи перебросанными на юг из Лозовской зоны, но могут быть продуктами самостоятельной внутривосстановительной субдукции.

Абсолютный возраст (млн лет)	Геологический возраст	Лозовская структурная зона				Горно-Крымская структурная зона								
						Западный и Центральный секторы				Восточный (Судакский) сектор				
		Серии												
		эскиординская	таврическая	карадагская	судакская	эскиординская	таврическая	карадагская	судакская	яйлинская	таврическая	карадагская	судакская	яйлинская
135	K <sub>1</sub> b <sub>1</sub>													
	J <sub>3</sub> t													
	J <sub>3</sub> km													
154	J <sub>3</sub> o													
	J <sub>2</sub> cl													
	J <sub>2</sub> bt													
	J <sub>2</sub> b <sub>2</sub>		?			?	?							
	J <sub>2</sub> b <sub>1</sub>													
175	J <sub>2</sub> a													
	J <sub>1</sub> t													
	J <sub>1</sub> p													
	J <sub>1</sub> s													
203	J <sub>1</sub> g													
	T <sub>3</sub> r													
	T <sub>3</sub> n													
230	T <sub>3</sub> c													
	T <sub>2</sub> l													
240	T <sub>2</sub> o	?				?								

Рис. 2. Стратиграфические объемы серий горно-крымского комплекса в различных секторах Горного Крыма

Лозовская зона является швом (сутурой?), оставшимся после закрытия киммерийского глубоководного Таврического бассейна, разделявшего северный и южный континентальные блоки (соответственно террейны Скифия и Эвксиния (Геологическое строение..., 1989а)) при их коллизии.

**Горно-Крымская структурная зона**, достигающая до 45 км в ширину, имеет складчато-покровное строение и по вертикали сложена тремя структурными единицами, каждая из которых имеет свой состав отложений и стиль строения. Эти структурные единицы содержат покровы и надвиги меньших масштабов, разделяющие дигитации близкого состава. В этой зоне можно выделить по составу, характеру, мощности разрезов и структуре три сектора: Западный (от г. Балаклавы до горы Ай-Петри), Центральный (от горы Ай-Петри до р. Тонас) и Восточный, или Судакский (от р. Тонас до г. Феодосии).

**Нижняя структурная единица** — автохтон на современном эрозионном срезе, обнажается в днищах и нижних частях склонов долин рек и ручьев Крымских гор во всех трех секторах. В строении нижней единицы участвуют преимущественно таврическая и в меньшей степени эскиординская серии. Тектоническая структу-

ра единицы представляет собой совокупность многочисленных дигитаций и пластин, разделенных относительно крутыми (с углами падения 45–60° в северных румбах) надвигами, сопровождаемыми местами зонами меланжирования. В самих дигитациях чаще всего наблюдаются крутые (50–80°), находящиеся в прямом и перевернутом залегании протяженные моноклинали северного падения. Протяженности моноклиналей и, следовательно, мощности дигитаций составляют местами сотни метров. Эти моноклинали являются прямыми и перевернутыми крыльями крупных складок. Это свидетельствует о том, что расчленивание сопровождалось (или ему предшествовало) складкообразованием, и дезинтеграции подверглись складчатые структуры южной вергентности с размахом крыльев в сотни метров. Местами породы интенсивно меланжированы и милонитизированы, но эти зоны не превышают по мощности 10 м. Реже отмечаются участки аномальной ориентировки, в которых дигитации и слоистость в них погружаются в северо-восточном направлении.

Проведенный в районе учебного геологического полигона МГУ (южный склон плато Патиль, западный и южный склоны горы Длинной) пиролитический

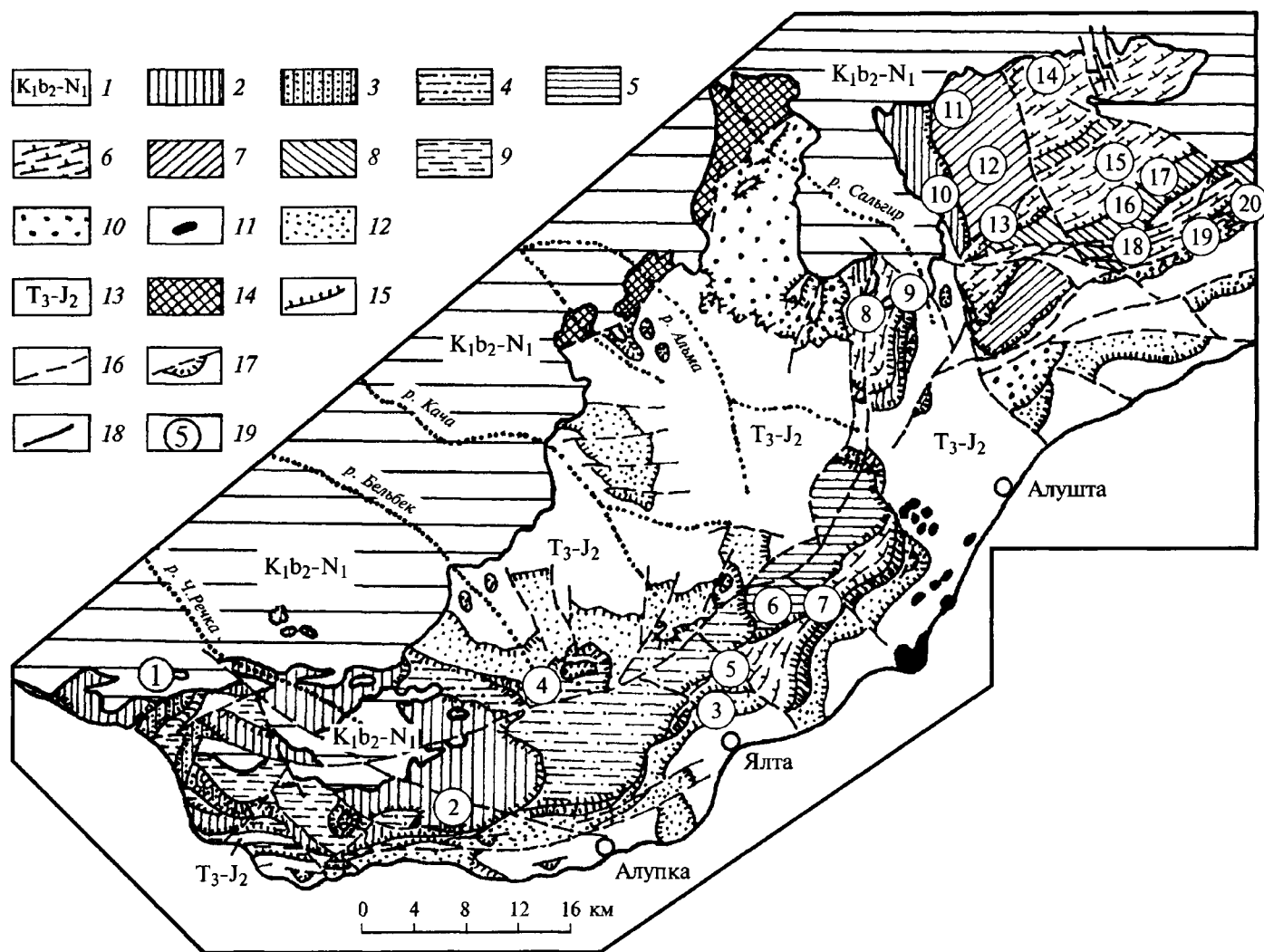


Рис. 3. Тектоническая схема Западного и Центрального секторов Горного Крыма:

1 — платформенный чехол Скифской плиты, представленный меловыми, палеогеновыми и миоценовыми отложениями; 2–14 — киммерийский горно-крымский структурный комплекс: 2–13 — Горно-Крымская структурная зона: 2–10 — верхняя структурная единица, представленная дигитациями, сложенными титонско-нижеберриасскими отложениями: 2 — карбонатными, 3 — переслаиванием пудинговых известняков и конгломератов, 4 — тектоническое переслаивание (дуплексы) известняков и мергелей, 5 — мергелями, 6–8 — ритмичными карбонатно-терригенными отложениями: 6 — с преобладанием карбонатных, 7 — с преобладанием терригенных, 8 — псевдоединые карбонатные — результат тектонического сшивания карбонатных прослоев. 9–10 — терригенными: 9 — преимущественно песчано-глинистыми, 10 — преимущественно песчано-конгломератовыми, 11–12 — средняя структурная единица: 11 — среднеюрские интрузивы, 12 — преимущественно образования эскиординской, карадагской и судакской серий, расчешуенные и смятые в складки; 13 — нижняя структурная единица — преимущественно флиш таврической серии, расчешуенный и смятый в складки; 14 — Лозовская зона смятия — мегамеланж, представленный преимущественно эскиординскими, карадагскими и судакскими кластолитами и экзотическими глыбами; 15 — надвиги и покровы; 16 — взбросы, сбросы и сдвиги; 17 — тектонические отторженцы карбонатных пород; 18 — граница чехла Скифской плиты ( $K_1b_2 - N_1$ ); 19 — места находок фауны и их номера, приведенные на рис. 5

анализ на установке “Rock Eval” пород таврической серии в зонах надвигов и вне их показал, что органическое вещество в породах представлено остатками высших растений. Параметр  $T_{max}$  — температура, при которой полностью выгорает  $C_{орг}$  — отражает степень литофикации породы. В таврических аргиллитах со смешанными глинистыми слоистыми силикатами  $T_{max}$  составляет 484–496°C, а рядом (в 10–15 м) в зоне надвигов в милонитизированных аргиллитах с динамометаморфическим хлоритом — 515–527°C. Эта разница в 30°C в платформенных областях отвечает различию по вертикали литостатических давлений в 500 м на глубинах более 2 км, равному около 10 мПа (Пав-

ленко и др., 1994). Таким образом, этот параметр оказался вполне информативным при оценке степени динамометаморфизма пород в зонах надвигов.

Местами отмечаются зоны шириной до 100 м мелких (размах крыльев 2–10 м) прямых складок, приуроченные к молодым, посткиммерийским, разломам.

Таким образом, нижняя единица является расчешуенным парааллохтоном (субавтохтоном?) с четко выраженной южной вергентностью.

Вторая структурная единица слагает верхние части склонов и вершины в южной части Второй гряды, а также основание склонов яйлы Крымских гор и представлена в основном песчано-глинистыми, в том

числе угленосными (Бешуйские копи), отложениями эскиординской серии, среди которых встречаются и таврические отложения, а также вулканогенно-осадочные образования карадагской серии. Структура этой единицы аналогична структуре нижней единицы.

На контакте между нижней и второй структурными единицами местами крутая слоистость в обеих единицах утыкается в практически горизонтальную поверхность покрова, маркирующуюся конформными ей линзовидными телами существенно кварцевых (высокозрелых) песчаников и гравелитов (“жерновые песчаники”). Так, в правом борту р. Бодрак, на западном склоне плато Кичик-Сараман, у уреза воды стоящий на головах флиш таврической серии в средней части склона опирается в линзы жерновых песчаников. На этом уровне линзы песчаников с переменной мощностью от 2 до 20 м (до более 50 м на горе Шпили) прослеживаются к югу и северу на расстояние до более километра. В верхней части склона существенно глинистые отложения эскиординской серии, также залегающие круто, опираются в этот уровень высокозрелых пород. На восточном склоне плато ситуация аналогичная. Такие соотношения между толщами свидетельствуют о тектоническом контакте, к которому приурочены линзы высокозрелых пород. Эти песчаники характеризуются более высокой степенью катагенеза, чем ниже- и вышележащие отложения — инкорпорационный и микростилолитовый типы цементации, что можно связать только с локальной тектонической переработкой пород в зоне покрова. Вероятно, покров перемещался на флюидной подушке, находившейся под высоким давлением, практически без трения. В процессе движения переработка автохтона и аллохтона выражалась в подземной эрозии пород флюидами под высоким давлением, при этом в шлам уходили и выносились последовательно слюды, темноцветные минералы и полевые шпаты, а остался только кварц, подвергшийся компрессинному измельчению и уплотнению при дренаже системы.

Аналогичные астратиграфические тела высокозрелых песчаников наблюдаются на сорванных контактах таврического флиша со структурно вышележащими образованиями и в других местах. Они имеются в обрамлении пермской Мартовской глыбы, приуроченной к основанию Ченкского покрова одноименной толщи эскиординской серии с таврической серией (правобережье р. Марты), и на тектоническом контакте таврических отложений с нижнебайосской угленосной толщей в Бешуйских копиях в верховьях р. Качи, на северном склоне яйлы.

Внутренняя структура дигитаций второй единицы Центрального и Западного секторов изучена слабее благодаря худшей обнаженности и труднодоступности. Надо отметить различия в составе, мощности и в возрастном диапазоне толщ в средней структурной единице в Западном и Центральном секторах Горного Крыма и на востоке, в Судакском секторе. На западе и в центре видимые разрезы относительно мелковод-

ных разновозрастных от верхнего байоса до кимериджа отложений распространены фрагментарно и мозаично, что связывалось с фациальной изменчивостью и сложной палеографией (Геология СССР, 1969; Муратов, 1973). Здесь они имеют небольшие мощности (десятки — сотни метров), а на востоке — мощный разрез (более тысячи метров) более глубоководных отложений, главным образом глинисто-песчаных келловейских, карбонатных оксфордских и существенно глинистых кимериджских пород (рис. 4). В Судакском секторе дигитации, сложенные этими отложениями, по продольным листрическим разломам южного падения трижды повторяются на площади, что с севера на юг отчетливо фиксируется в грядях гор Вигля — Юртум-Бурун, гора Лягушка — хр. Панас-Тепе, гора Сокол — скала Генуезкой крепости — гора Алчак-Кая и др., сложенных оксфордскими известняками. Причем каждая из гряд является антитетической флексурой, связанной с продольным листрическим разломом. Особняком здесь стоит блок позднебайосского палеовулкана Карадаг. А.И. Вознесенский, А.Л. Книппер, А.С. Перфильев и др. (1998) не видят покровов в структуре сектора и считают, что здесь развиты киммерийские продольные правые сдвиги, однако соотношения блока Карадага с другими сдвиговыми блоками им не ясны. В.В. Юдин и А.А. Ключко (2001) указывают, что вулкан находится в аллохтонном залежании, а его корни в парааллохтоне, по геофизическим данным, располагаются на глубине в 15 км к северу.

Показательным в этом секторе является положение оксфордских известняков по профилю с. Междуречье — пляж с. Веселое. Над с. Междуречье, севернее, в толще конгломератов выделяется срыв, к которому приурочены расланцевание и тектонические линзы (кластолиты) известняков размерами в первые метры и мощностью до 1,5—2 м. Южнее, в противоположном борту долины, линзы имеют размеры в десятки метров, а еще в 2 км к югу, на горе Вигля, известняки образуют единый пласт мощностью 10—15 м. Над пляжем с. Веселое, еще в 5 км южнее, он имеет мощность до 50 м. Это свидетельствует о тектоническом срезании дигитации оксфордских известняков в северном направлении.

В то же время на перевале пос. Новый Свет — с. Веселое, к югу от горы Перчем, в терригенных отложениях находится субгоризонтальная зона меланжирования мощностью до 5 м, по которой охарактеризованный аммонитами среднекелловейский интервал разреза надвинут на верхнекелловейский, хотя амплитуда надвига здесь невелика.

Определение амплитуд надвигов и покровов затруднено из-за близости состава дигитаций, отсутствия маркирующих горизонтов и недостаточной обнаженности.

*Третья, верхняя, структурная единица* образует вершины яйлы и сложена отложениями титона-нижнего берриаса яйлинской серии (рис. 3 и 5). Аллохтонный характер залегания этой единицы на под-

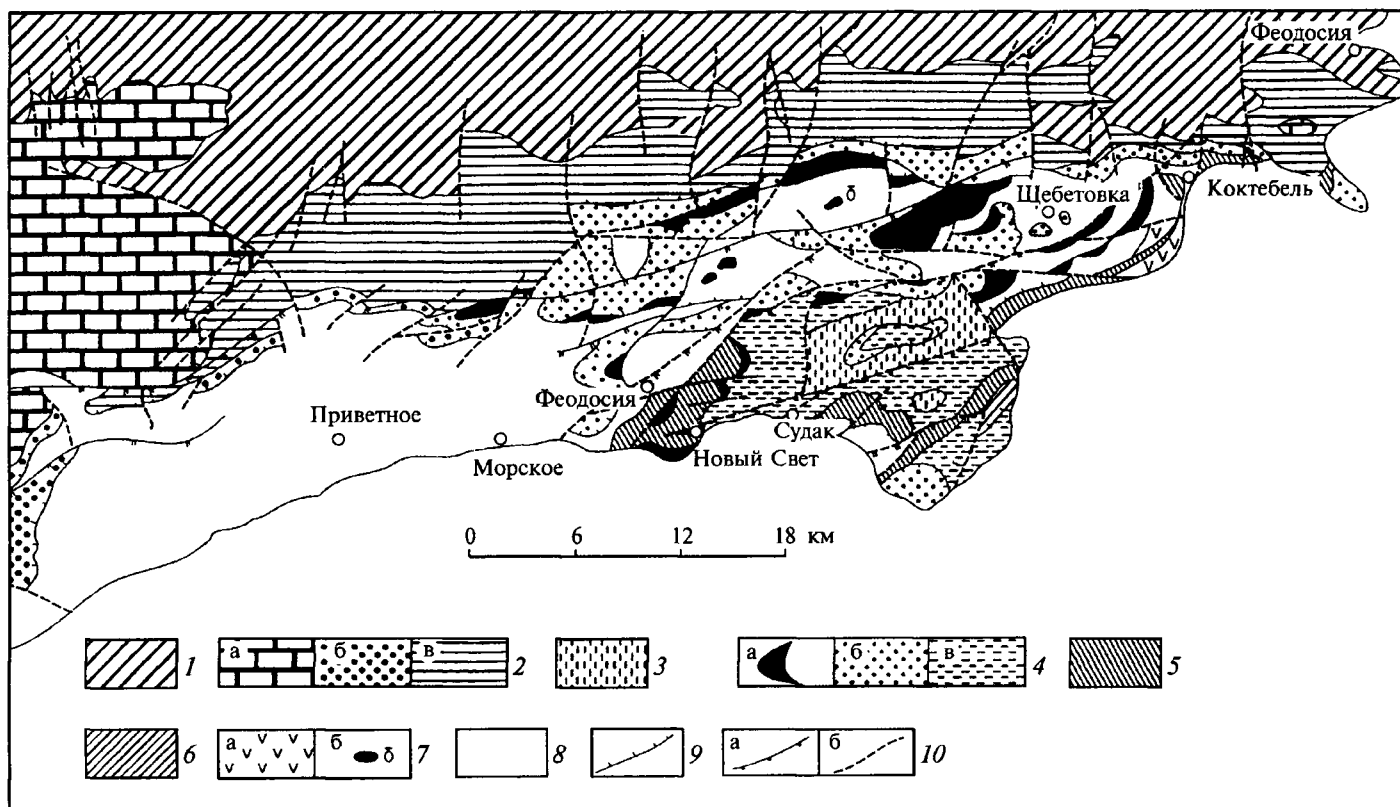


Рис. 4. Тектоническая схема Восточного (Судакского) сектора Горного Крыма (с использованием материалов геологических съемок М.В. Муратова, Г.И. Немкова и др.):

1 — меловые отложения платформенного чехла; 2–7а — дигитации, сложенные: 2 — титонско-нижеберриасскими отложениями яйлинской серии (а — карбонатными, б — конгломератовыми, в — глинистыми), 3–6 — судакской серией: 3 — кимериджскими песчано-глинистыми отложениями, 4 — оксфордскими отложениями (а — известняками, б — конгломератами и песчаниками, в — глинами и песчаниками), 5 — келловейскими песчано-глинистыми отложениями, 6 — батскими песчано-глинистыми отложениями, 7 — среднеюрскими образованиями (а — верхнебайосской осадочно-вулканогенной карадагской серией, б — шток диоритов); 8 — верхнетриасово-среднеюрский флиш таврической серии; 9–10 — разрывы: 9 — пологие надвиги и покровы, 10 — крутые разломы (а — продольные листрические сбросы, б — косые и поперечные взрсы, сбросы, взбросы и сдвиги)

стилающих второй и первой особенно очевиден на перспективных аэрофотоснимках западного склона Чатырдага, на которых видно, что слоистость в верхнеюрских породах этой единицы с крутыми углами (50–70°) утыкается в их подошву.

Благодаря лучшей обнаженности и большей контрастности входящих в ее состав отложений (конгломераты, песчаники, рифогенные и шлейфовые известняки, мергели и ритмично-слоистые карбонатно-терригенные отложения) строение единицы изучено более детально, а выделение дигитаций проведено более надежно и полно. Здесь установлено более 12 дигитаций, надвинутых друг на друга с северо-запада на юго-восток (рис. 3). Каждая из них сложена определенным типом отложений, но не вызывает сомнения, что сами они состоят их ряда тектонических пластин. Отметим, что самая нижняя и самая верхняя дигитации сложены прибрежными отложениями (конгломератами) обоих бортов бассейна, а средние — более глубоководными. Это придает аллохтону определенную симметричность строения, причем в нижней половине структурной единицы наблюдается прямая формационная стратификация дигитаций — от прибрежных конгломератовых фаций в основании до глу-

боководных ритмичных карбонатно-терригенных и карбонатных, а в верхней — обратная (своеобразная формационно-структурная дивертикуляция).

Для большинства дигитаций внутренняя структура является моноклиальной (рис. 6). Дигитации, сложенные шлейфовыми известняками и ритмичным, флишоидным, переслаиванием карбонатно-терригенных пород, в ряде случаев (Долгоруковская яйла) смяты в простые изометричные и брахиморфные складки с углами падения на крыльях от 5–45 до 70° на юге, причем в этих складках участвуют и сами покровы.

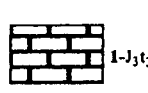
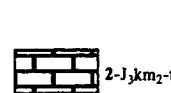
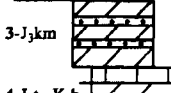
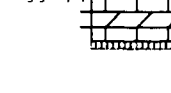
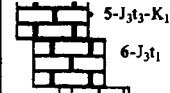


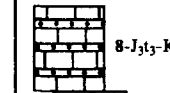
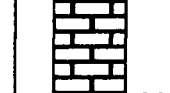

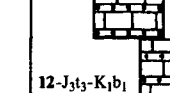
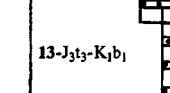

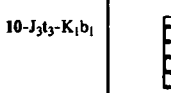
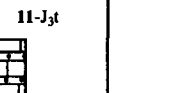

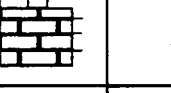
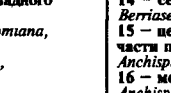
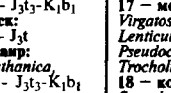
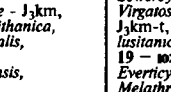
На Долгоруковской яйле (рис. 7, 8) выделены три дигитации различного состава и наиболее надежно и наглядно устанавливается их внутреннее строение. Нижняя дигитация на юге представлена в основании преимущественно песчанисто-конгломератовыми отложениями, сменяющимися в верхах алевролитопесчанистыми образованиями с прослоями известняков. Они смяты в линейные южновергентные складки с углами до 70° в южном крыле. Она представлена четырьмя пластинами, причем в складках участвуют и сами покровы и надвиги.

Средняя дигитация представлена ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов, глин и извест-



## Юго-Запад

## Северо-Восток

Балаклава	Ай-Петри	Ялтинская и Бабуган-яйла	Чатырдаг	Долгоруковская яйла	Караби-яйла
 1-J <sub>3t3</sub>	 2-J <sub>3km2-t3</sub>  3-J <sub>3km</sub>  4-J <sub>3t3-K1b1</sub>	 5-J <sub>3t3-K1b1</sub>  6-J <sub>3t1</sub>  7-J <sub>3t1</sub>	 8-J <sub>3t3-K1b1</sub>  9-J <sub>3t2</sub>	 10-J <sub>3t3-K1b1</sub>  11-J <sub>3t</sub>  12-J <sub>3t3-K1b1</sub>  13-J <sub>3t3-K1b1</sub>	 14-K <sub>1b</sub>  15-J <sub>3t3-K1b1</sub>  16-J <sub>3t3-K1b1</sub>  17-J <sub>3t2-3</sub>  18-J <sub>3km-t</sub>  19-J <sub>3km-t</sub>  20-J <sub>3km2-t1</sub>
1 — гора Госфорга: <i>Paraulacosphinctes transitorius</i> - J <sub>3t3</sub>	2 — горы Ат-Баш-Белев-Кыр: <i>Paraulacosphinctes transitorius</i> , <i>Aulacosphinctes oculifurcatus</i> , <i>Lithacoceras ulmense</i> - J <sub>3km2-t</sub> 3 — хр. Игораф: <i>Sirebilites tenuilobatus</i> , <i>transitorius</i> , " <i>Perisphinctes</i> " <i>breviceps</i> , <i>Lithacoceras pseudobangei</i> , <i>Lithacoceras</i> cf. <i>spongiphilum</i> , перисфинктиды перепределены как <i>Discosphinctoides</i> spp. - J <sub>3km</sub> 4 — северный спуск: <i>Anchispirocyclina lushmanica</i> - J <sub>3t3-K1b1</sub>	5 — гора Лопата: <i>Anchispirocyclina lushmanica</i> - J <sub>3t3-K1b1</sub> 6 — гора Роман-Ком: <i>Subplanites elegans</i> - J <sub>3t1</sub> 7 — Турзуфское седло: <i>Divisosphinctes</i> cf. <i>crusiolensis</i> , перепределенный как <i>Hoelderia</i> sp. - J <sub>3t1</sub>	8 — Нижнее плато: <i>Anchispirocyclina lushmanica</i> - J <sub>3t3-K1b1</sub> 9 — нижняя часть западного эскарпа (Сосновка): <i>Kutkeiceras indosphinctoides</i> - J <sub>3t2</sub>	10 — основание западного эскарпа: <i>Globospirulina neocomiana</i> , <i>Melathrokerion</i> sp., <i>Pseudocyclamina</i> sp., <i>Trocholina elongata</i> , <i>T. Delphinensis</i> , <i>T. alpina</i> , <i>T. molesta</i> - J <sub>3t3-K1b1</sub> 11 — северный спуск: <i>Virgatospinctes</i> sp. - J <sub>3t</sub> 12 — гора Колан-Баш: <i>Anchispirocyclina lushmanica</i> , <i>Virgatospinctes</i> sp. - J <sub>3t3-K1b1</sub> 13 — Сухое озеро: <i>Lithacoceras ulmense</i> - J <sub>3km</sub> , <i>Anchispirocyclina lushmanica</i> , <i>Melathrokerion spiralis</i> , <i>Protopenneroplis</i> sp., <i>Trocholina delphinensis</i> , <i>T. alpina</i> - J <sub>3t3-K1b1</sub>	14 — северный спуск: <i>Berriassella</i> sp. - K <sub>1b</sub> 15 — центральная и северная часть плато: <i>Anchispirocyclina lushmanica</i> - J <sub>3t3-K1b1</sub> 16 — метеоставенья: <i>Anchispirocyclina lushmanica</i> - J <sub>3t3-K1b1</sub> 17 — метеоставенья: <i>Virgatospinctes</i> sp., <i>Glomospira maroides</i> , <i>Lenticulina</i> sp., <i>Melathrokerion eospiralis</i> , <i>Pseudocyclamina</i> sp., <i>Trocholina delphinensis</i> 18 — колодец Исханица: <i>Sowerbyceras</i> sp., <i>Virgatospinctes</i> sp., <i>J<sub>3km-t</sub></i> , <i>Anchispirocyclina lushmanica</i> - J <sub>3t3-K1b1</sub> 19 — южный эскарп: <i>Everticyclammina</i> sp., <i>Melathrokerion</i> sp. - J <sub>3t</sub> ; <i>Sowerbyceras loryi</i> - J <sub>3km</sub> 20 — ур. Чингизтра: <i>Anchispirocyclina lushmanica</i> - J <sub>3t3-K1b1</sub> <i>Euvirgolithacoceras</i> sp. - J <sub>3km-t1</sub>

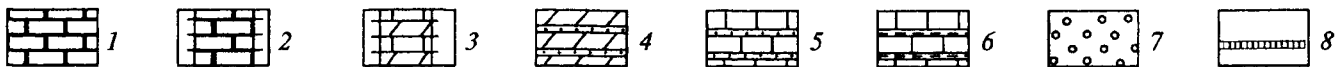


Рис. 5. Обоснование возраста пластин третьей структурной единицы:

1—7 — дигитации, сложенные: 1 — известняками, 2—3 — в зонах тектонического сшивания: 2 — известняками, 3 — известняками и мергелями, 4—6 — переслаиванием: 4 — мергелей и терригенных пород, 5 — известняков и терригенных пород, 6 — известняков и глин, 7 — конгломератами; 8 — подстилающие образования первой и второй единиц. Местоположение и номер находки см. на рис. 3

няков. Здесь выделяются пять пластин. На юге она ограничивается чешуйчатой ("моноклиальной") зоной, которая дисконформно пересекает складчатые пластины нижней и средней дигитаций. В средней дигитации наблюдаются изометричные и брахиморфные складки с углами падения на крыльях от 5 до 40°. Шарьирование пластин в дигитации шло с севера — северо-запада (в современных координатах) в направлении чешуйчатой зоны. Отметим, что степень деформации в средней и нижней дигитациях возрастает с севера на юг, причем максимального значения достигает в чешуйчатой ("моноклиальной") зоне.

Чешуйчатая зона (imbricate structure), шириной до 1 км, представлена известняками, местами с редкими просечками подстилающих терригенных пород, и имеет моноклиальную структуру. В ней суммарно насчитывается восемь чешуй, причем в каждой из них найдены остатки однотипных пеллеципод ругоз. Зона сформировалась в результате тектонического сшивания прослоев известняков при столкновении средней дигитации с препятствием на юге, на пути ее движения.

На среднюю дигитацию была надвинута с запада верхняя дигитация однородных органогенных шлей-

фовых известняков. В ней также отмечены четыре пластины с углами падения до 15° в западных румбах. Это надвигание деформировало среднюю дигитацию с образованием долготной пологой антиформы с обнажением пластин нижней дигитации в ее ядре на востоке.

Отметим, что к сместителям пластин во всех дигитациях приурочены цепочки карстовых воронок. Это свидетельствует о том, что процессы карстования развиваются по нарушенным разрывами ослабленным зонам горных пород.

В лобовых и других частях дигитаций установлены аналогичные чешуйчатые структуры, образующие псевдомоноклинали. Эта интересная, но не уникальная особенность аллохтона яйлы ведет в толщах ритмичного переслаивания терригенных и карбонатных пород по простиранию чешуйчатых структур к тектоническому сшиванию карбонатных прослоев в кульминациях и терригенных — в седлах дигитаций (рис. 9). При этом отдельные частные пластины, составляющие чешуйчатую структуру, имеют мощность до 100—150 м. Особенно широко подобные "моноклинали" проявлены на Бабуган-яйле, Чатырдаге и Караби-яйле. На



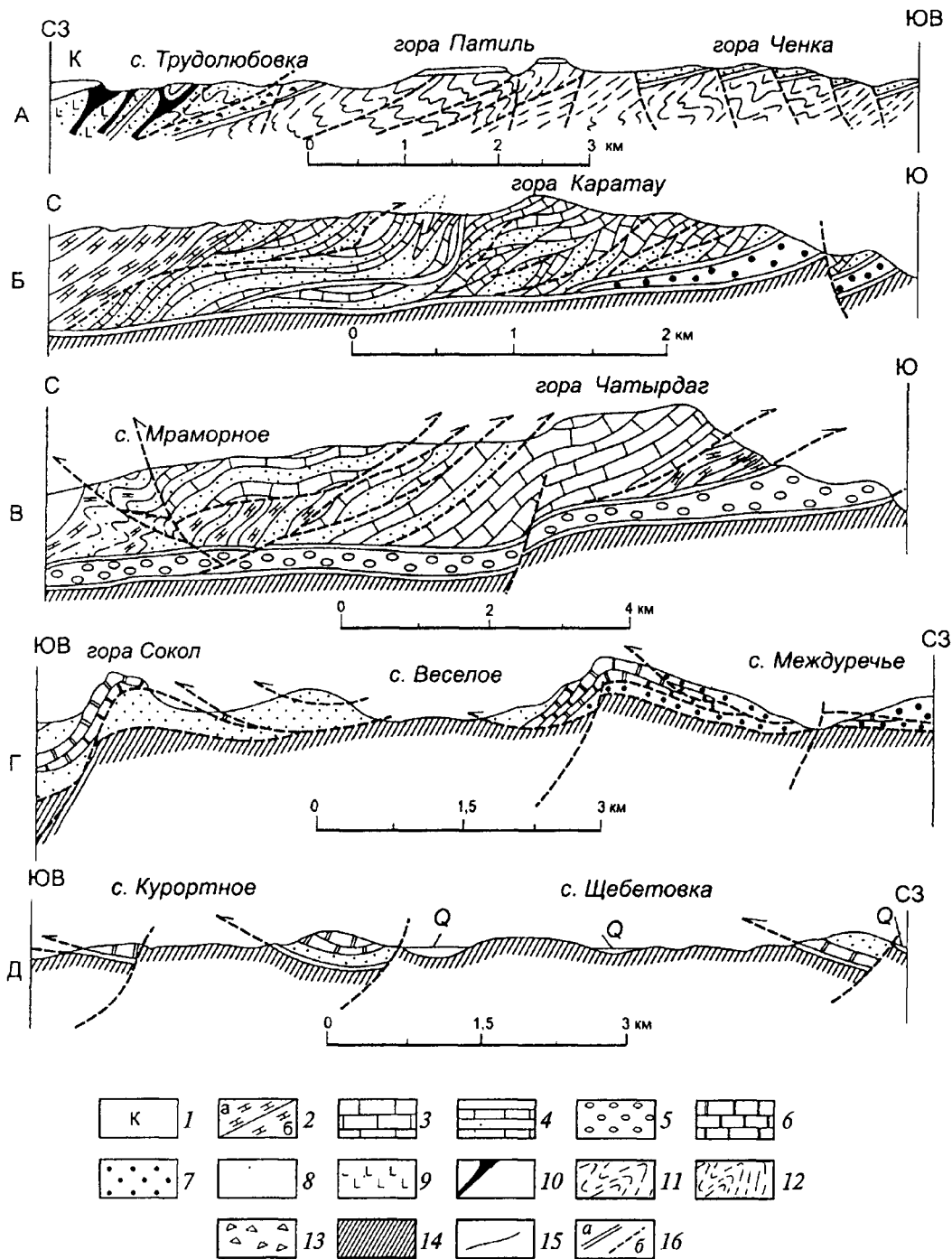


Рис. 6. Схематические геологические разрезы: А — долина р. Бодрак, Б — Караби-яйла, В — Чатырдаг, Г — с. Междуречье — гора Сокол, Д — с. Щebetовка — с. Курортное:

1 — меловые отложения; 2—5 — яйлинская серия, толщи: 2 — верхнетитонские (а — карбонатная, б — карбонатно-терригенная), 3 — псевдомонотонная карбонатная толща — продукт тектонического сживания известняков, 4—5 — карбонатно-терригенная нижне-среднего титона; 4 — кимериджская (?) терригенно-карбонатная, 5 — конгломератовая; 6—8 — судакская серия: 6 — оксфордские известняки, 7 — келловейские конгломераты, 8 — келловейские глины и песчаники; 9—10 — карадагская серия: 9 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, 10 — позднебайосские субвулканические образования; 11 — флиш таврической серии; 12 — терригенно-глинистая эскиординская серия; 13 — меланж, преимущественно эскиординской серии; 14 — триасово-среднеюрские отложения, нерасчлененные в Западном и Центральном секторах, таврическая серия — в Судакском секторе; 15 — геологические границы; 16 — разрывные нарушения (а — крупные, б — мелкие)

Караби-яйле такая карбонатная псевдомоноклираль с редкими “просечками” терригенных пород мощностью 4750 м в долготном направлении наблюдается на протяжении 10 км, причем на всем ее протяжении

в ней найдена *Anchispirocyclus lusitanica*, характеризующая узкий возрастной интервал — поздний титон — ранний берриас — 9 млн лет по шкале В. Харланда (1989). Если допустить, что это естественный непре-

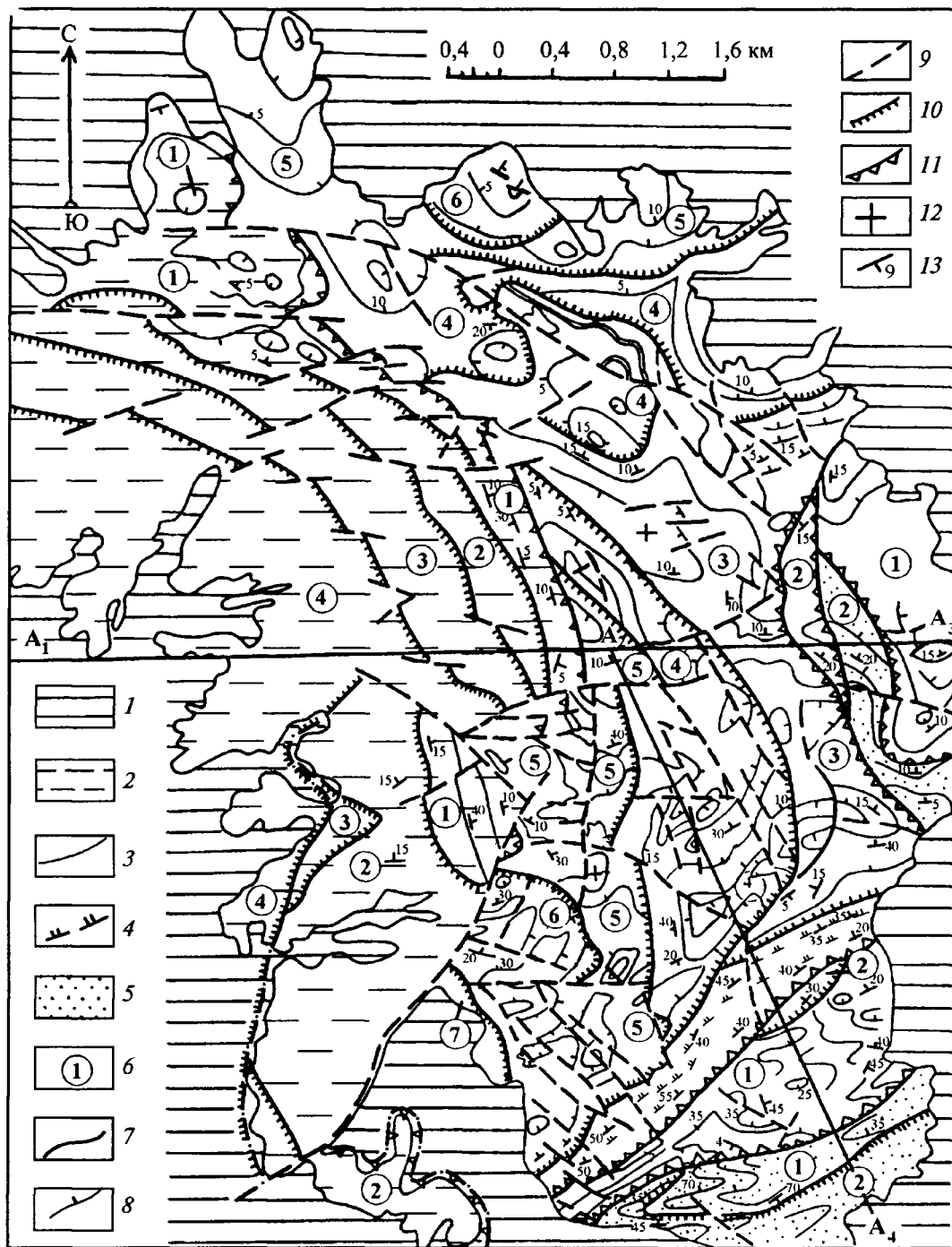


Рис. 7. Тектоническая схема Долгоруковской язы:

1 — залесенные участки, включая ингрессивные нижнемеловые отложения Салгирского грабена; 2–5 — дигитации титонско-нижнеберриасских отложений: 2 — верхняя, сложенная шлейфовыми известняками, в основании — ритмично-слоистая глинистая пластина с прослоями известняков (4 пластины), 3 — средняя, сложенная ритмично-слоистой песчано-глинистой толщей с прослоями пелитоморфных и онколитовых известняков (7 пластин), 4 — чешуйчатая (“моноклиальная”) зона, сложенная пелитоморфными и онколитовыми известняками, 5 — нижняя, сложенная песчано-конгломератовой толщей (2 пластины); 6 — номера пластин в дигитациях, пронумерованных структурно снизу вверх; 7 — граница нижнемеловых отложений; 8 — прослои известняков (берг-штрихи направлены по падению); 9 — крутые разрывы — сбросы, взбросы, сдвиги; 10 — надвиги и покровы, разделяющие пластины в дигитациях; 11 — покровы, разделяющие дигитации; 12–13 — элементы залегания слоев: 12 — горизонтального, 13 — наклонного

рывный разрез, то скорость карбонатного осадконакопления составит  $0,53 \text{ м} / 1000 \text{ лет}$ . Однако на хорошо изученных карбонатных платформах скорость осадконакопления иная: в Парижском бассейне —  $0,0096 \text{ м} / 1000 \text{ лет}$ , а в Доломитовых Альпах —  $0,037\text{--}0,055 \text{ м} /$

$1000 \text{ лет}$  (Обстановки..., 1990), т.е. на порядок-два ниже. Это является косвенным аргументом в пользу многократного повторения разреза. Если принять последнюю максимальную скорость осадконакопления на таких платформах за норму, то получим по крайней

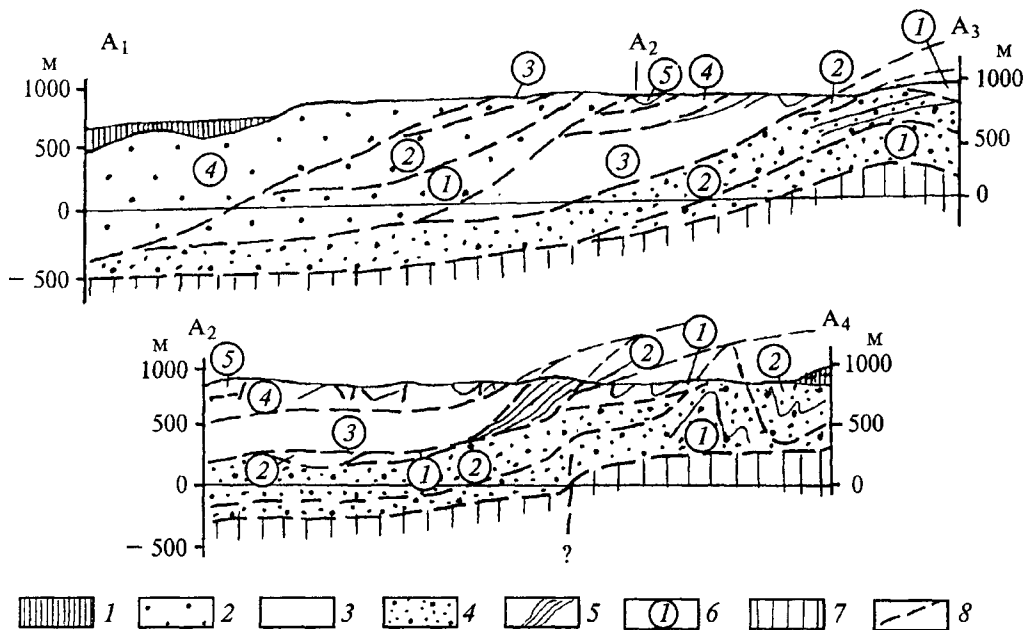


Рис. 8. Геологические разрезы Долгоруковской яйлы:

1 — залесенные участки, включая ингрессивные нижнемеловые отложения Салгирского грабена; 2—4 — дигитации титонско-нижнеберриасских отложений: 2 — верхняя, сложенная шлейфовыми известняками, в основании — ритмично-слоистая глинистая пластина с прослоями известняков, 3 — средняя, сложенная ритмично-слоистой песчано-глинистой толщей с прослоями пелитоморфных и онколитовых известняков, 4 — нижняя, сложенная песчано-конгломератовой толщей с прослоями известняков; 5 — чешуйчатая (“моноклиальная”) зона; 6 — номера пластин в дигитациях, пронумерованных структурно снизу вверх; 7 — флиш таврической серии; 8 — разломы

мере десятикратное повторение разреза в чешуйчатой структуре Караби-яйлы.

Существенным аргументом в пользу покровного строения яйлы является наличие клиньев меланжированных и рассланцованных отложений нижних структурных единиц, зажатых между карбонатными дигитациями третьей единицы на поверхности плато яйлы на Чатырдаге и в районе горы Ат-Баш, в 6 км к западу от горы Ай-Петри. На Ат-Баше рассланцованные и меланжированные терригенные таврические, эскиординские, судакские и позднебайосские вулканогенные породы обнажаются в днищах карстовых воронок и в верхней части эскарпа (рис. 10). Они находятся выше верхнеюрской дигитации тектонического переслаивания известняков и мергелей горы Ай-Петри и структурно перекрываются пластиной закарстованных известняков горы Трапан-Баир.

Наконец, уникальной особенностью строения этой единицы является наличие флюидо-тектонических даек, прорывающих вышележащие дигитации от основания покрова. Наиболее показательной является дайка в районе метеостанции на Караби-яйле (рис. 11). При мощности около 200 м и протяженности около 1400 м она прорывает вышележащие пластины, задирая их края в северном направлении. Дайка представлена контрузивной брекчией с известняковыми кластолитами и алевроитовым кварцевым матриксом с карбонатным цементом (Беляков, 1982). Аналогичная брекчия приурочена и к основанию дигитации, а дайка служила дренажным каналом для флюидной системы (подушки), на которой перемещался покров.

Общей чертой всех структурных единиц является южная вергентность складок, надвигов и покровов. Исключение представляет ретронадвиг на севере Чатырдага (Мраморный карьер), по которому юрские породы надвинуты в северном направлении на нижнемеловые отложения Салгирского грабена (рис. 6, В). Судя по всему, этот неотектонический разрыв связан с гравитационным оползанием в северном направлении изолированного от остальной яйлы массива горы Чатырдаг, так как на юге подошва верхнеюрских отложений находится на 400 м выше, чем на севере.

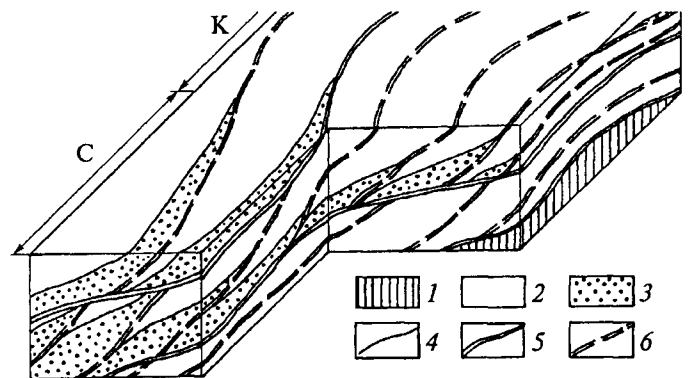


Рис. 9. Схема тектонического сшивания разных по составу пачек в дигитациях:

1 — подстилающая дигитация; 2—3 — дигитация с чешуйчатой структурой, сложенная породами: 2 — карбонатными, 3 — терригенными; 4 — геологические границы; 5—6 — разрывы: 5 — покровы, разделяющие пластины, 6 — надвиги в чешуйчатой структуре; К — зона кульминации; С — зона седла

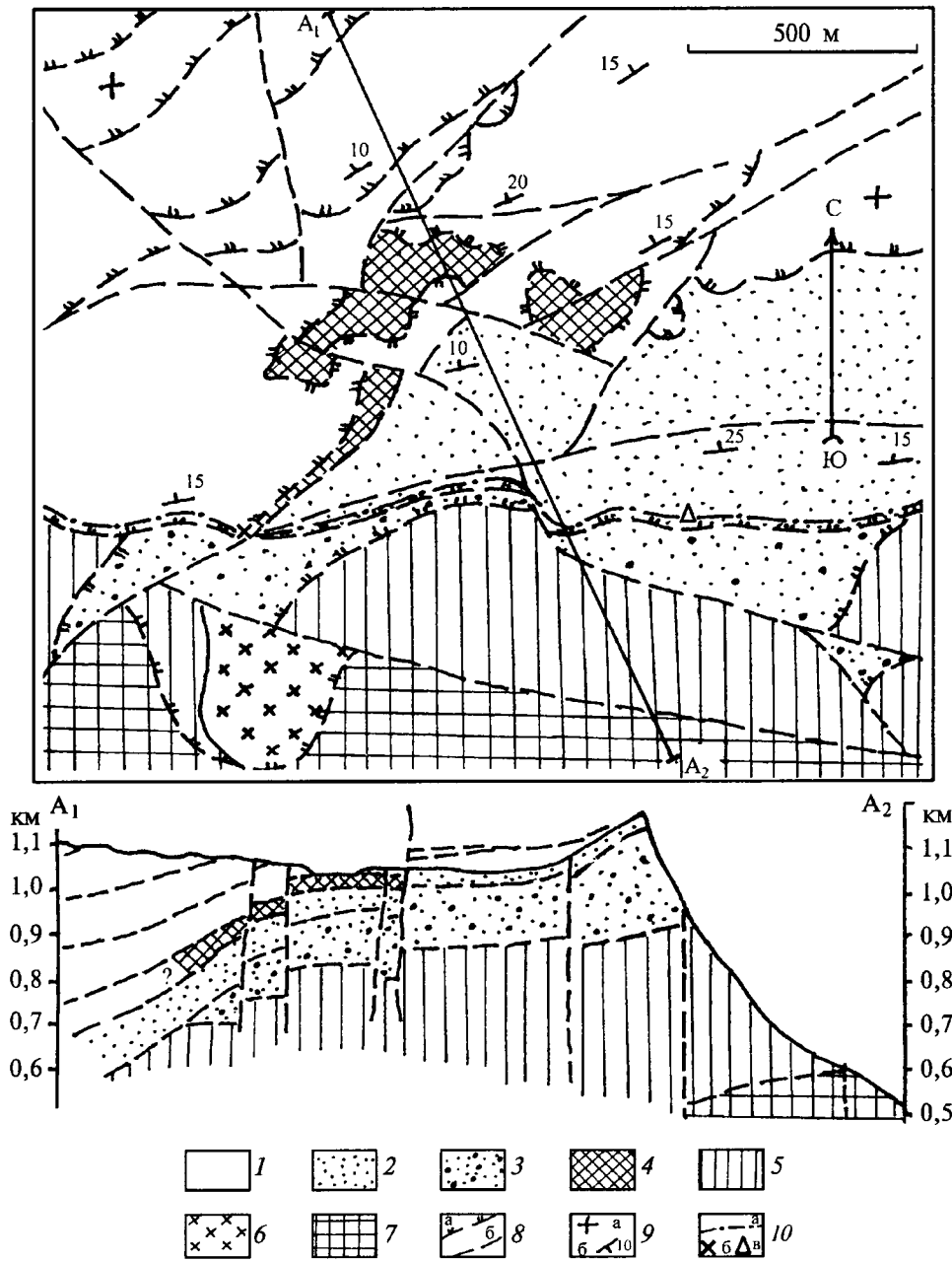


Рис. 10. Клин рассланцованных таврических, эскиординских, карадагских и судакских пород между карбонатными дигитациями яйлинской серии, вскрытый в карстовых воронках, — геологическая карта района горы Ат-Баш (Ай-Петринская яйла), составленная на основе планового аэрофотоснимка масштаба 1:10 000:

1—2 — дигитации покрова яйлинской серии третьей структурной единицы: 1 — Трапан-Баирская дигитация — пластины закарстованных известняков, 2—3 — Ай-Петринская дигитация — пластины (2 — верхняя, 3 — нижняя) переслаивания известняков и мергелей; 4 — рассланцованные породы таврической, эскиординской, карадагской и судакской (?) серий; 5—6 — вторая структурная единица, представленная: 5 — эскиординскими и карадагскими образованиями, 6 — штоком микродиоритов; 7 — первая структурная единица, представленная таврическим флишем; 8 — разрывы: а — покровы, б — субвертикальные взрезы, сбросы, взбросы, сдвиги (?); 9 — элементы залегания слоистости: а — горизонтальное, б — наклонное; 10а — верхняя кромка эскарпа Ай-Петринской яйлы, 10б — перевал, 10в — вершина горы Ат-Баш

Необходимо отметить постпозднекиммерийскую поперечную структуру — меридиональный Салгиро-Октябрьский разлом (точнее зону разлома), выделенный Е.Е. Милановским и Н.В. Короновским (1973). В этой зоне происходит изменение простираний структур с субширотного на меридиональное (массив Чатырдаг, западная часть Долгоруковской яйлы) как результат левосдвигового смещения. Это дает основание

рассматривать ее как своеобразную киммерийскую трансформу, смещающую Лозовскую зону к северу (под чехлом Скифской плиты) и неоднократно обновляющуюся в дальнейшем.

Общей чертой для всего киммерийского комплекса является слабая тектоническая переработка горных пород в зонах покровов. Этим регион выделяется из областей шарьяжного строения (Альпы, Периннеи,

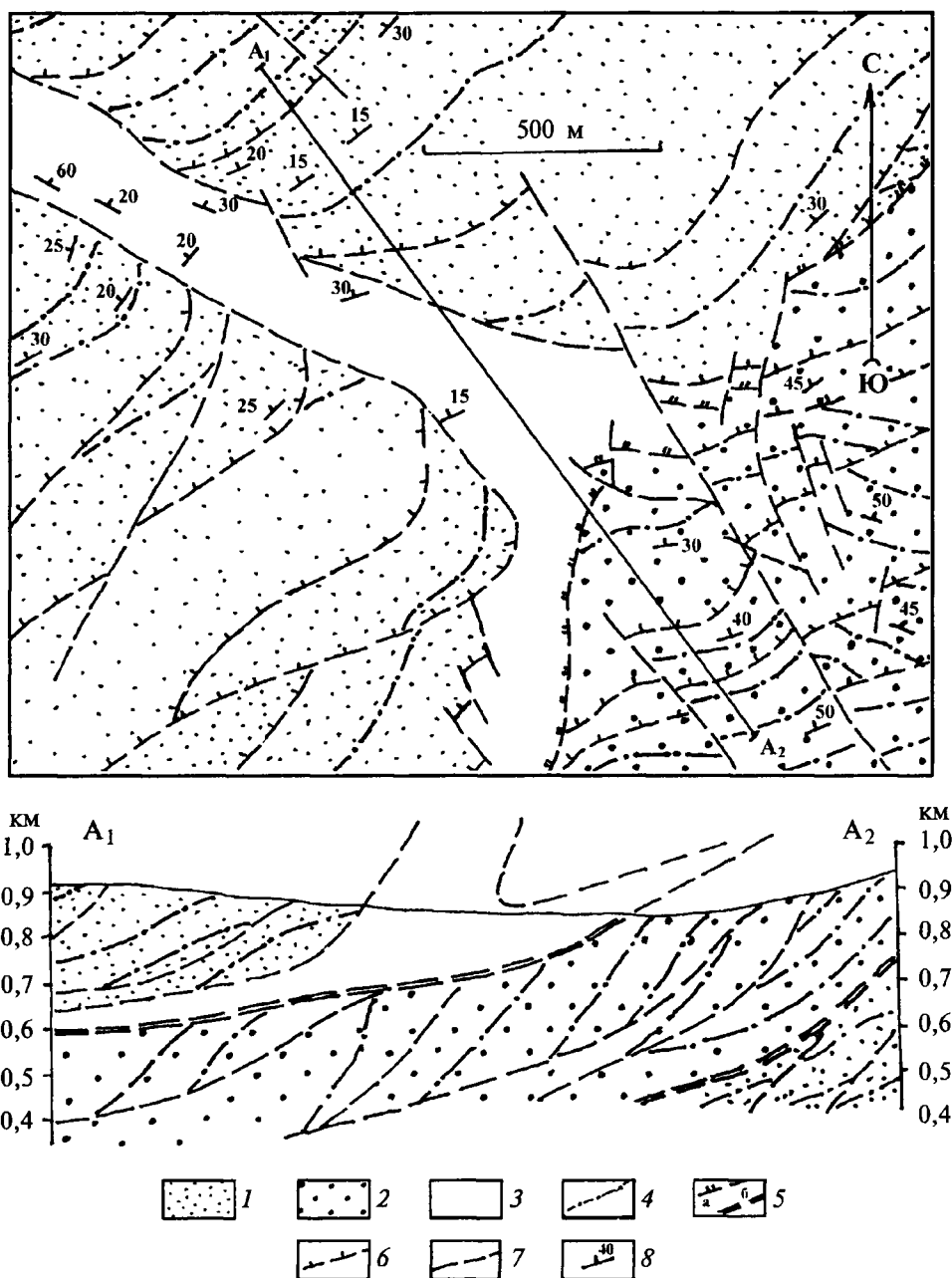


Рис. 11. Флюидо-тектоническая дайка в районе метеостанции (Караби-яйла) — геологическая карта, составленная на основе планового аэрофотоснимка масштаба 1:10 000:

1—2 — дигитации третьей структурной единицы, сложенной породами яйлинской серии: 1 — тектонического сшивания карбонатных слоев с “просечками” терригенных пород, 2 — ритмичного тонкого переслаивания песчаников, алевролитов, глин и известняков; 3 — выборочные внесмаштабные пласты известняков; 4 — контрузивные флюидо-тектонические брекчии; 5 — покров, разделяющий дигитации; 6 — выборочные малые покровы и надвиги в пределах дигитаций; 7 — субвертикальные разрывы; 8 — элементы залегания

Карпаты, Гималаи, Аппалачи, Североамериканские Кордильеры и др.), где породы в связи с покровообразованием испытывают интенсивное меланжирование, рассланцевание, динамометаморфизм и складчатость. Здесь эти процессы также проявлены, но несравненно в меньших масштабах и с меньшей интенсивностью.

**Особенности строения покровных зон.** Для всего Горного Крыма характерен стиль покровной тектоники, выражающийся в слабой тектонической переработке пород в зонах разломов, даже крупных, и простой внутренней структуре дигитаций.

В двух нижних структурных единицах Горно-Крымской зоны покровы и надвиги, разделяющие отдельные дигитации, выражены зонами рассланцевания, меланжа и астратиграфическими линзами высокозрелых (кварцевых) пород — продуктами флюидо-тектонической переработки пород субавтохтона и аллохтона.

В верхней, третьей, структурной единице покровы и надвиги выражены иначе и разнообразнее. Так, на горе Палхал-Кая резкий контакт, без переходных разностей, разделяет дигитации мелководных “демерджинских” пудинговых конгломератов с неокатанным

полимиктовым песчаным матриксом и вышенаходящихся мелководных известняков. На контакте наблюдаются флюидо-тектонические контрузивные карбонатные брекчии и сдвиговые кальцитовые жилы. Восточнее неподалеку, на вершине и восточном склоне горы Северная Демержи, в основании аллохтона находятся пудинговые известняки с галькой из конгломератов.

В карбонатных дигитациях покровы и надвиги выражены: 1) интенсивным окрашиванием в красный цвет за счет привноса окислов железа, 2) сгущением послышной трещиноватости при приближении к поверхности надвига, 3) зонами брекчирования и милонитизации, 4) меланжированием пород автохтона и аллохтона с пленочным свилевым кальцитовым матриксом, 5) разнообразными кальцитовыми жилами, приуроченными к сместителям — мультислойного мелкошестоватого синтаксиального отрывного типа, крупношестоватого сдвигового типа и катаклазированного. Мультислойные шестоватые жилы отрывов мощностью до метра и более состоят из слоев в доли сантиметра с наличием в каждом из них в основании частичек пелитового материала. Вероятно, каждый из слоев отвечает одной подвижке аллохтона, а сами жилы свидетельствуют о полихронном развитии процесса шарьирования. Эти жилы являются первичными — синшарьяжными, а остальные разновидности

жил развиваются по ним в дальнейшем путем перекристаллизации при подвижках аллохтона (рис. 12).

Уже отмечалось, что иногда карбонатные брекчии слагают флюидо-тектонические дайки, рассекающие известняки от сместителя вверх по разрезу дигитаций.

Изучение величины деформации в дигитациях третьей единицы Долгоруковской яйлы по оценке относительной анизотропии ультразвуковых продольных волн (Милеев и др., 1980) показало, что в прикорневых частях дигитаций она составляет от  $-0,07$  до  $-0,2$ , а во фронтальной (в чешуйчатой, “моноклиальной” зоне), прямым расчетом,  $-0,47$  (Милеев и др., 1998а). В гравитационных покровах Гельветских Альп эти соотношения обратные (Дерни и др., 1976). Это свидетельствует о компрессионной природе покровов и наличии препятствия движению покровов на юге.

**Механизмы шарьирования.** Надвиги в нижней и средней структурных единицах формировались при субдукции коры Таврического бассейна под Скифию. Слабая переработка пород на контактах покровов и малая деформированность аллохтонов могут быть объяснены флюидно-тектоническим механизмом их образования. Шарьирование второй и третьей единиц, вероятно, происходило практически без трения на флюидной подушке при сверхвысоких внутрипластовых давлениях, превосходивших литостатическую нагрузку. Теоретические основы реализации такого

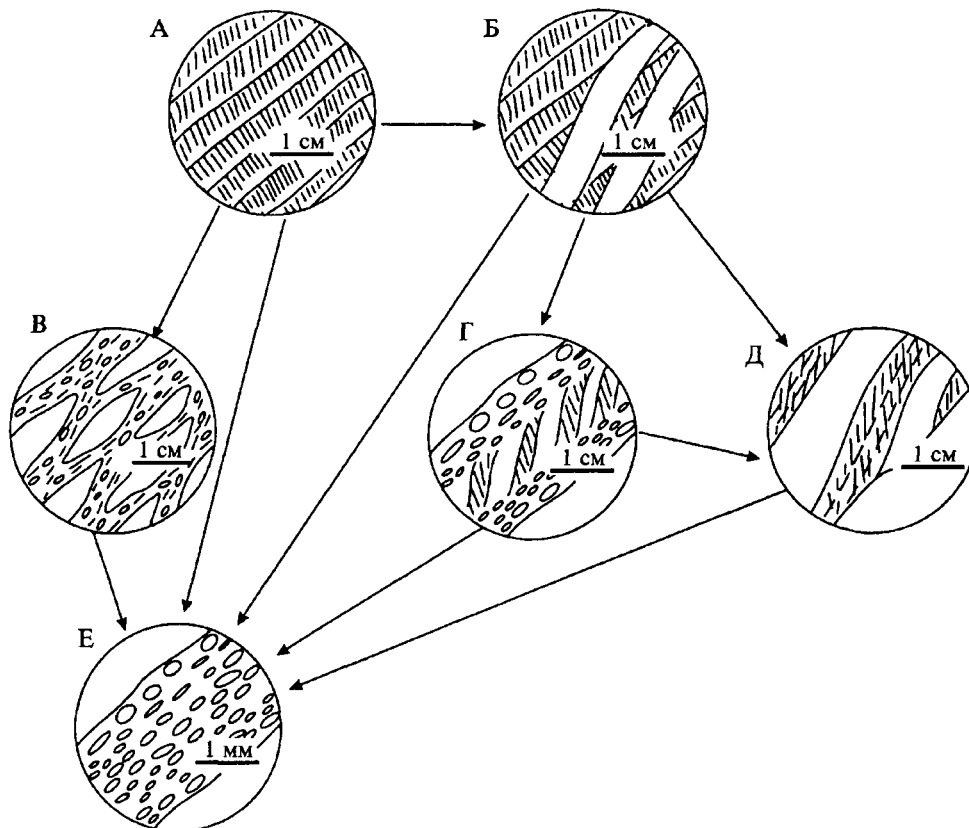


Рис. 12 Схема эволюции кальцитовых жил, приуроченных к сместителям надвигов и покровов.

А — мультислойные жилы отрывного типа со столбчатыми кристаллами; Б — фрагментарное замещение мультислойных жил шестоватыми жилами сколового типа; В — пленочный матрикс в зоне минимеланжирования; Г — жилы сколового типа с катаклазированными бортами; Д — жилы сколового типа с шестоватым кальцитом; Е — жилы с катаклазированным кальцитом

механизма предложены и рассмотрены ранее М. Хаббертом и В. Руби (1959). С этой сравнительно высоко-температурной флюидной пропиткой связана и мраморизация верхнеюрских известняков, не характерная для более древних карбонатных пород региона. Проявление этого механизма шарьирования установлено во многих регионах, в том числе в Канадских Кордильерах (Хабберт и др., 1959), в Каратау на Тянь-Шане (Беляков, 1982) и других регионах.

### Альпийские дислокации

Лозовская зона на альпийском этапе подверглась ремобилизации, давлению и сокращению, о чем свидетельствуют кластолиты нижнемеловых платформенных известняков, захваченных при этом.

В Горно-Крымской зоне в нижней структурной единице альпийские дислокации выражаются в блокировке по крутым разрывам различной ориентировки, в отдельных случаях сопровождающимися локальными зонами мелкой складчатости. Во второй и третьей единицах в Западном и Центральном секторах они проявлены по-разному на северном и южном склонах яйлы. На северном склоне установлены крупные крутые синтетические флексуры с северным падением смыкающего крыла ( $50\text{--}90^\circ$  вплоть до перевернутого) и амплитудой до 400 м. Наиболее ярко флексура проявлена на Чатырдаге между Верхним и Нижним плато (рис. 6, В), между Долгоруковской яйлой и Северным Демержи, Северным и Южным Демержи и на северном склоне горы Каратау на Караби-яйле (рис. 6, Б). Другой формой альпийского тектогенеза является известный с работ А.С. Моисеева надвиг северной вергентности на северном склоне массива Чатырдаг. На южном склоне яйлы в Центральном и Западном секторах по продольным антитетическим листрическим разломам флексуры были разорваны и известняки эскарпа яйлы с подстилающими отложениями опущены к акватории, образуя разрозненные скальные массивы Кошка, Монах и др.

В Судакском секторе южновергентные дигитации покровов, представленные главным образом келловейскими и оксфордскими отложениями (рис. 4; 6, Г, Д), были нарушены аналогичными продольными листрическими сбросами, по которым блоки последовательно клавишеобразно опущены в направлении акватории, причем оксфордские известняки совместно со сместителями покровов над листрическими разрывами образуют крутые флексуры ( $60\text{--}80^\circ$ ), погружающиеся в южных румбах (гора Лягушка, Сокол и др.). Это привело к повторениям разрезов в каждом из блоков.

А.А. Терехов и др. (1989), Д.А. Туголесов и др. (1985) показали, что в акватории Черного моря на северном континентальном склоне в прогибе Сорокина установлены компрессионные надвиги, развивающиеся

и сейчас, о чем свидетельствует их выраженность в рельефе морского дна. Вероятно, листрические сбросы в акватории, достигнув надвигов, за счет некоторого вращения верхних крыльев, образуют полуцилиндрические разрывы<sup>3</sup> (рис. 13).

Таким образом, альпийские деформации в Горном Крыму связаны с дейтероорогенезом, в процессе которого сформировались флексуры на обоих плечах горного сооружения.

### ОБСУЖДЕНИЕ

В свете изложенного геодинамическая история формирования структуры Горного Крыма выглядит следующим образом (рис. 14):

1. В раннем (?)—среднем триасе эпигерцинская платформа подвергается долготному растяжению на начальной стадии рифтогенеза с образованием утоненной шейки в континентальной коре (рис. 14, 1). Возникает мелководный шельфовый бассейн, существовавший до позднего триаса, в котором накапливаются отложения эскиординской серии.

2. В позднем триасе—ранней юре растяжение приводит к морфологической дифференциации бассейна на шельф, континентальный склон и абиссаль (рис. 14, 2). Вероятно, происходит разрыв континентальной коры и формируются киммерийские офиолиты, следы которых встречены в мелких олистолитах Лозовской зоны и в кластическом материале нижнего мела по р. Тонас, серпентинитах Зуйской скважины и, вероятно, в Горно-Крымской гравимагнитной положительной аномалии, обычно связываемых с байкальским комплексом (Плахотный, 1990).

Обособляются два террейна — Скифия, в области современного Степного Крыма, и Эвксиния на юге, в пределах современной акватории Черного моря (Геологическое строение..., 1989а; Милеев и др., 1994, 1995, 1997а, б, 1998а, б, 1999, 2004, 2006).

Два глубоководных рифтогенных прогиба — Северо-Крымский, в районе Каркинитского залива — Перекопа, и Таврический (Южно-Крымский) — область современных Крымских гор — разделяют Восточно-Европейскую платформу и террейны (Плахотный, 1990). В последнем на шельфе продолжалось накопление отложений эскиординской серии, а на континентальном склоне и в его основании начинается формирование флиша таврической серии.

3. В конце ранней—начале средней юры растяжение сменяется сжатием, ведущим к сближению Эвксинии и Скифии, причем кора Таврического бассейна субдуцировалась под Скифию, а его осадки в аккреционной линзе шарьировались в южном направлении, обуславливая южную вергентность структур.

4. Во второй половине байосского века возникает островная дуга, внедряются диоритовые интрузивы первомайско-аюдагского комплекса и формируется

<sup>3</sup> П.Р. Икинз (1991) такие разломы называет цилиндрическими.



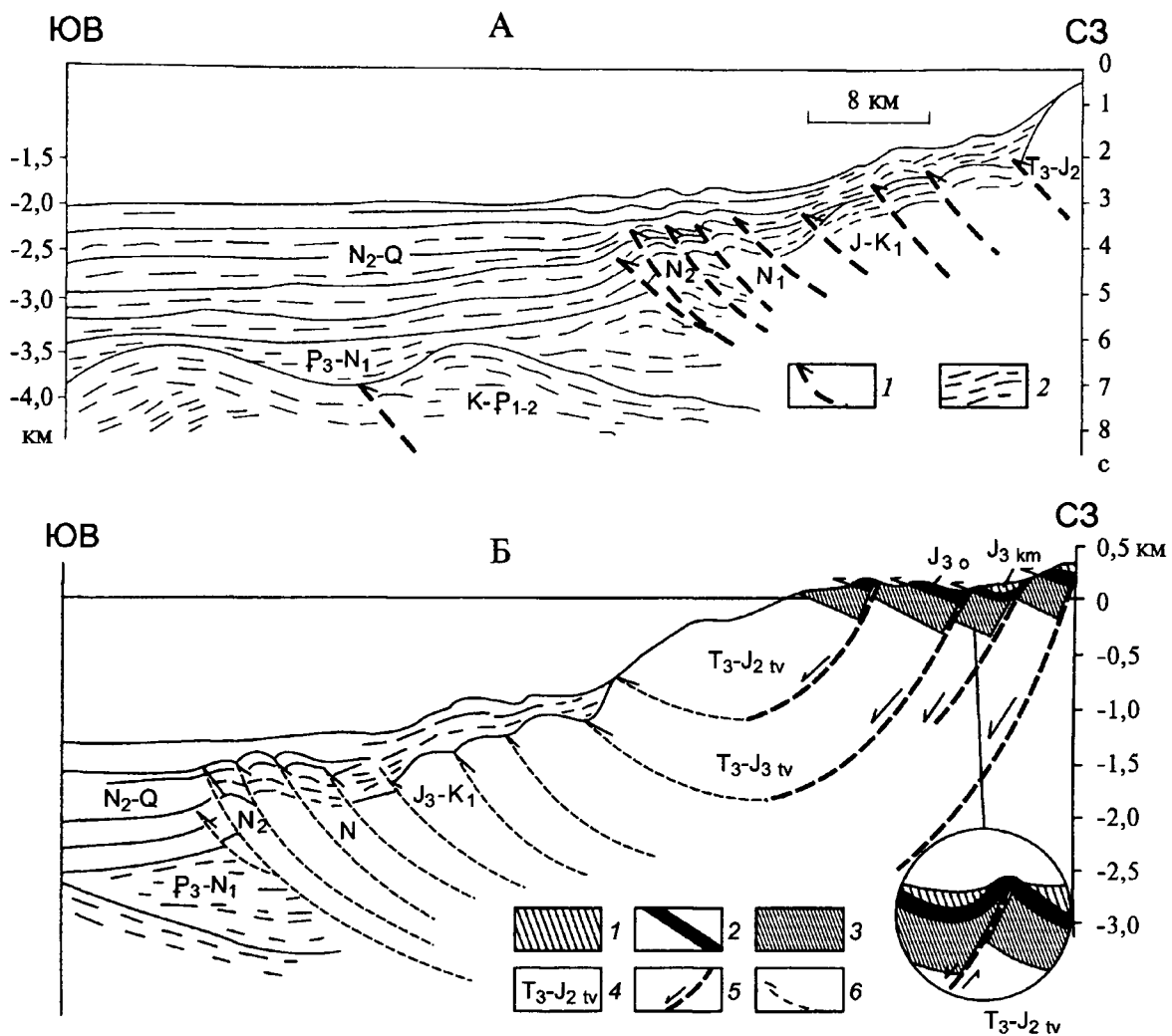


Рис. 13. А — геологический разрез северного борта прогиба Сорочкина (по А.А. Терехову и К.М. Шимкусу (1989) с некоторым упрощением): 1 — разломы, 2 — геологические границы и отражающие площадки. Б — принципиальная схема образования альпийских флексур и полуцилиндрических разломов при сочетании листрических сбросов и надвигов. Вертикальные масштабы разреза в акватории и на суше различные: 1—4 — отложения: 1 — меловые, 2 — келловейские, 3 — оксфордские, 4 — кимериджские; 5—6 — разломы: 5 — листрические сбросы, 6 — надвиги

бодракско-карадагская вулканическая ассоциация, а также задуговой бассейн, выполненный битакскими отложениями (рис. 14, 3). Как уже отмечалось, возможно, существовала и вторая, южная, внутрибассейновая зона субдукции со своей островной дугой, фиксированной в южнобережных магматитах.

С бата по кимеридж шло накопление относительно глубоководных (дальний шельф и верхняя часть континентального склона) песчано-глинистых отложений судакской серии, причем в оксфорде на бровке

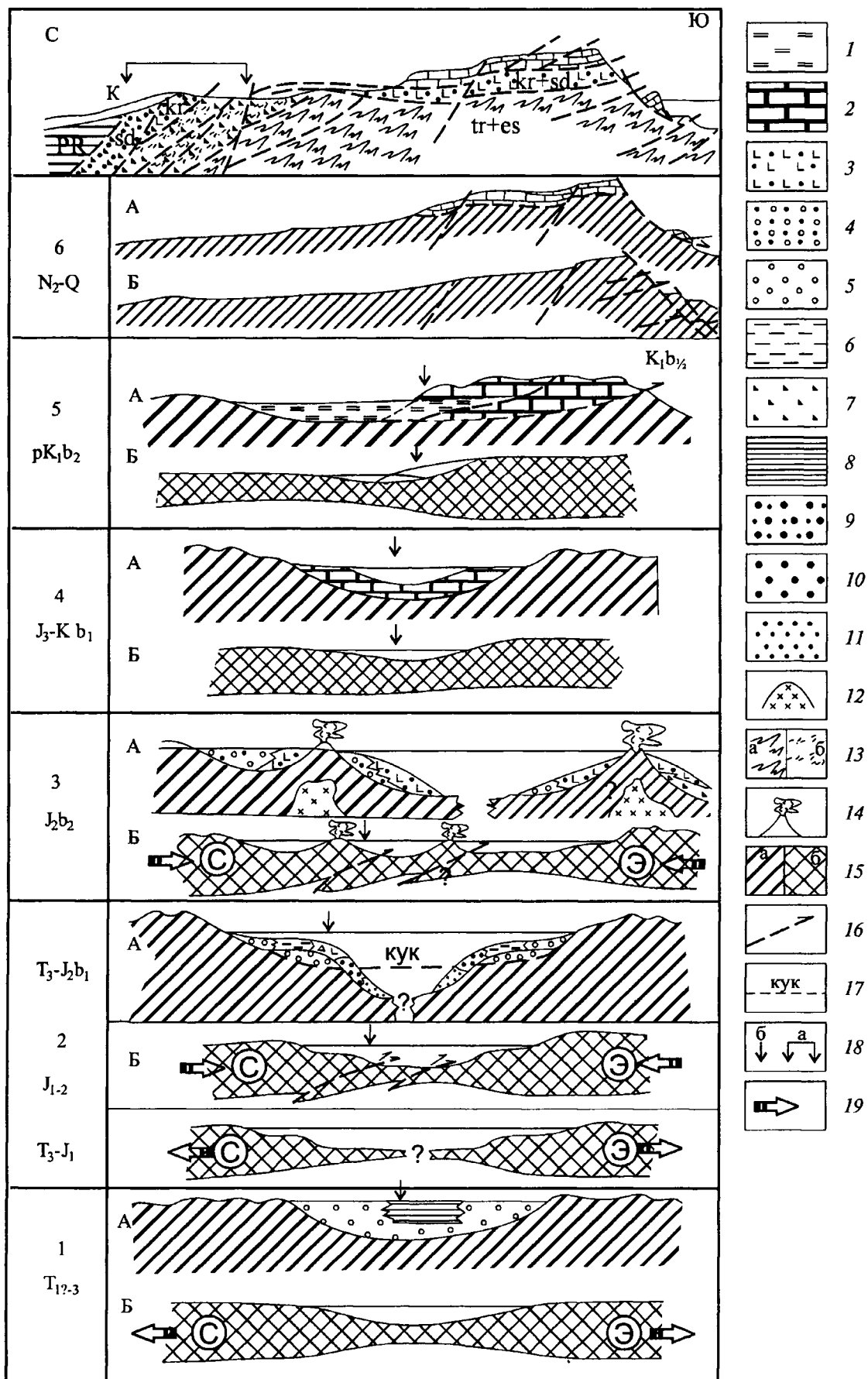
шельфа происходило накопление рифовых и шлейфовых известняков.

5. В середине поздней юры происходит коллизия Эвксинии и Скифии, объединяющихся в единый Скифско-Эвксинийский террейн. По палеомагнитным данным с позднего байосса террейн мигрирует с 20° с.ш. к 45° с.ш., повернувшись на 120° по часовой стрелке. Далее происходит возвратный поворот террейна против часовой стрелки на 15—20° (Печерский и др., 1991, 1993). Этот процесс, вероятно, сопровожда-

Рис. 14. Принципиальная схема развития Горного Крыма.

Принципиальный геологический разрез. 1—6 — палеогеографическая (А) и геодинамическая (Б) обстановки для времени, указанного в индексах. Террейны: Э — Эвксиния, С — Скифия.

1—11 — породы: 1 — глинисто-карбонатные, 2 — карбонатные, 3 — туфогенно-осадочные, 4 — битакские конгломераты, 5 — демержинские конгломераты, 6 — глинистые, 7 — меланжированные, 8 — субфлишевые, 9 — субграувакковые, 10—11 — флишевые фации: 10 — проксимальные, 11 — дистальные; 12 — диоритовые интрузивы; 13 — складчатые образования (серии: а — таврическая, б — эскиординская); 14 — вулканы и вулканические островные дуги; 15а — породы дна бассейна, 15б — континентальная кора; 16 — надвиги и покровы; 17 — критический уровень карбонатонакопления; 18 — Лозовская зона смятия: а — в современной структуре, б — положение в палеоструктурах; 19 — направление действия сил



ется шарьированием в южном направлении. Шарьирование начинается на западе и постепенно смещается на восток с уменьшением амплитуд шарьирования. Это объясняет различия в строении и возрастных диапозонах образований средней структурной единицы в Западном, Центральном и Восточном секторах, отмеченные ранее. При шарьировании послышное течение по механизму комбинации простого и чистого сдвигов пород этих единиц подтверждается В.В. Гончаром (2005), проведшим структурный анализ по двум частным профилям в Центральном и Западном секторах. При этом Таврический бассейн полностью закрывается. Выполнявшие его отложения шарьируются в южном направлении, а на востоке проявляются правые сдвиги. Единство структуры нижней и средней единиц Горно-Крымской зоны позволяет предполагать, что и первая является аллохтоном, надвинутым на северный край Эвксинии, сейчас находящийся на глубине. В пользу этого говорит почти двукратное увеличение мощности коры под Горным Крымом (Литосфера..., 1994). От Таврического же бассейна осталась лишь сутура — Лозовская зона смятия. Эти события в Крыму происходят на фоне раскрытия океана Тетис южнее Крыма (Никишин и др., 2005).

6. С титона по ранний берриас над Лозовской зоной существует крайне мелководный (до 50 м) морской бассейн с преимущественно карбонатным осадконакоплением, в котором накапливаются осадки яйлинской серии (рис. 14, 4). В середине берриаса происходит доавливание Лозовской зоны и при этом отложения яйлинской серии срываются с основания и перемещаются на юг-юго-восток на 10—20 км (в их современное положение), формируя третью структурную единицу Горно-Крымской зоны (рис. 14, 5). Закрытие бассейна и шарьирование начинаются на западе и мигрируют с уменьшением величины амплитуд шарьирования в восточном направлении при перемещении дигитаций с север-северо-запада на юг-юго-восток.

Таким образом, отложения яйлинской серии, будучи платформенными по условиям формирования, по стилю строения подобны подстилающим триасово-верхнеюрским образованиям, структурно формируют единый складчато-покровный комплекс Горного Крыма. Отложения третьей структурной единицы образуют своеобразный “переходный”, “промежуточный” субплатформенный комплекс, характерный для молодых плит.

7. С позднего берриаса Горный Крым вступает в собственно ортоплатформенный режим развития с формированием чехла Скифской плиты, который продолжается до конца миоцена. В раннем мелу морской бассейн неоднократно ингрессировал в долины северного склона палеоостровной невулканической дуги. В ингрессивных заливах формировались отложения яйлинской серии. Этим объясняются сложные соотношения между отложениями различных ярусов нижнего мела на северном склоне Яйлы к востоку от г. Симферополя. В.В. Гончар (2005) предполагает условия регионального растяжения для этого времени.

В конце раннего мела объединенный Скифско-Эвксинийский террейн присоединяется к Восточно-Европейской платформе (Печерский и др., 1991, 1993), что приводит к обновлению разломов, в том числе и покровов, и к окончательному “доавливанию” Лозовской зоны с включением в обновленный поздне-киммерийский меланж нижнемеловых кластолитов (Геологическое строение..., 1989а).

Изложенная схема эволюции Горного Крыма удовлетворительно согласуется с палеомагнитными данными (Печерский и др., 1991, 1993).

8. Современное альпийское дейтероорогенное сооружение Горного Крыма возникло на неотектоническом этапе. По расчетам Е.В. Артюшкова (1993), с конца мела до конца миоцена на месте Черноморской акватории существовали две разрозненные относительно глубокие впадины (Западно- и Восточно-Черноморские), заложившиеся на континентальной коре. В конце миоцена—начале плиоцена, на новейшем этапе, по его схеме, происходит их быстрое погружение с формированием единого современного глубоководного Черноморского бассейна. В пределах Западно- и Восточно-Черноморской впадин континентальная кора подверглась океанизации (эклогитизации?) (Артюшков, 1993). Фрагменты террейна Эвксиния вне зоны океанизации, вероятно, сохранились вне акватории лишь в пределах Мезийской и Грузинской плит. Произошло очередное обновление разломов, главным образом близких к вертикальным, и возник Чатырдагский ретрошарьяж. На северном и южном плечах яйлы образовались флексуры. Лишь от южного эскарпа Яйлы в Центральном и Западном секторах по листрическим разломам (в разорванных флексурах) откальвались и сползали вниз блоки титонско-нижнеберриасских известняков и подстилающих отложений (рис. 14, 6), а в Судакском секторе образовались крутые антитетические флексуры (горы Вигля, Лягушка, Сокол и др.). Эти процессы — отражение альпийского тектогенеза в Горном Крыму. Последний более ярко проявлен в Восточном Крыму, где по серии субширотных листрических сбросов и антитетических флексур над ними происходит многократное повторение разрезов бат-кимериджских отложений, образующих клавишное опускание блоков в акваторию, где они, вероятно, совместно с надвигами образуют полуцилиндрические разломы

Таким образом, Горный Крым является поздне-киммерийским южновергентным складчато-покровным сооружением, существенно отличающимся как по возрасту, так и по стилю строения и эволюции от других регионов альпийского Средиземноморского складчатого пояса, тесно связанным в своем развитии с Тетисом, частично переработанным блоковыми движениями в альпийскую тектоническую эпоху.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (гранты 01-05-64788, 01-05-64641, 01-05-64642, 03-05-64297, 04-05-64424, 04-05-64503, 04-05-64420, 05-05-64593, 07-05-00882) и “Ведущие Научные школы” (грант НШ-5280.2006.5; -841.2008.5).

## ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М., 1993. 445 с.
- Беляков Л.В. О контрузиях и контрузивных обломочных породах на примере подвижных поясов Перу и Тянь-Шаня // Подвижные пояса и месторождения. М., 1982. С. 44—76.
- Вознесенский А.И., Книппер А.Л., Перфильев и др. История восточной части Горного Крыма в средней—поздней юре // Геотектоника. 1998. № 1. С. 27—44.
- Геологическое строение Качинского поднятия. Стратиграфия мезозоя / Под ред. О.А. Мазаровича, В.С. Милеева. М., 1989а. 167 с.
- Геологическое строение Качинского поднятия. Стратиграфия кайнозоя. Магматические, метаморфические и метасоматические образования / Под ред. О.А. Мазаровича, В.С. Милеева. М., 1989б. 156 с.
- Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание / Под ред. М.В. Муратова. М., 1969. 575 с.
- Геология шельфа УССР. Стратиграфия. Киев, 1984. 184 с.
- Гончар В.В. Пластические и хрупкие деформации на юго-западе Горного Крыма по данным структурного анализа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80, вып. 5. С. 27—35.
- Десятьрова Л.В., Безвинный В.П., Киреев С.И. и др. О надвиговых структурах киммерид района с. Лозовое под г. Симферополем // Вестн. Киев. ун-та. Геол. 1985. № 4. С. 41—43.
- Дерни Д., Ремсей Дж. Нарастающие деформации, измеряемые по синтетектоническому росту кристаллов // Сила тяжести и тектоника. М., 1976. С. 88—115.
- Заика-Новацкий В.С., Казаков А.Н., Ржаницина С.В. и др. Структурная эволюция Украинского шита и Горного Крыма // Вестн. Киев. ун-та. Геол. 1985. № 4. С. 18—25.
- Икинз П.Р. Разломы и разломообразования // Структурная геология и тектоника плит. Т. 2. М., 1991. С. 230—244.
- Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М., 1982. 112 с.
- Короновский Н.В., Милеев В.С. О соотношениях отложений таврической серии эскиординской свиты в долине р. Бодрак (Горный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1974. № 1. С. 80—87.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и Альпийский складчатый пояс / Гл. ред. А.В. Чекунов. Киев, 1994. 331 с.
- Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А. Верхнекайнозойские прогибы дна северо-восточной части Черного моря // Геотектоника. 1981. № 6. С. 109—119.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., 1973. 279 с.
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю. К вопросу о моде в интерпретации геологической истории Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 6. С. 29—37.
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Никитин М.Ю. и др. Об аллохтонном залегании верхнеюрских отложений Горного Крыма // Докл. АН. 1994. Т. 338. № 4. С. 497—500.
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Rogov M.A. Положение палеовулкана Карадаг в структуре Горного Крыма // Карадаг. Кн. 1. История, геология, ботаника, зоология. Симферополь, 2004. С. 68—93.
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Rogov M.A. Тектоника Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 3. С. 22—33.
- Милеев В.С., Голосов В.П., Транковский С.Д. и др. Определение анизотропии горных пород с помощью лазера // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255, № 3. С. 685—688.
- Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю. и др. Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 1. С. 22—31.
- Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю. и др. Строение и эволюция Горного Крыма // Очерки геологии Крыма. М., 1997а. С. 187—206.
- Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю. и др. Геологическое строение и эволюция Горного Крыма // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1997б. № 3. С. 17—21.
- Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю. и др. Особенности внутренних деформаций аллохтонов Горного Крыма // Докл. РАН. 1998а. Т. 358, № 2. С. 233—235.
- Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю. и др. Об аллохтонном строении Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998б. Т. 73, вып. 3. С. 27—33.
- Муратов М.В. Геология Крымского полуострова: Руковод. по учеб. геол. практик в Крыму. Т. 2. М., 1973. 192 с.
- Никишин А.М., Циглер П.А., Панов Д.И. и др. Позднепалеозойская, мезозойская и кайнозойская тектоническая история и геодинамика южной части Восточной Европы // 400 миллионов лет геологической истории Южной части Восточной Европы. Вып. 1. М., 2005. С. 39—163.
- Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Редлинга. Т. 2. М., 1990. 381 с.
- Павленко Т.И., Пономарева Е.В. Пологие разрывы в структуре Качинского поднятия Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 3. С. 35—38.
- Панов Д.И. Стратиграфия триасовых и нижне-среднеюрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 3. С. 13—25.
- Панов Д.И., Болотов С.Н., Никишин А.М. Схема стратиграфического расчленения триасовых и нижнеюрских отложений // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Симферополь, 2001. С. 127—134.
- Панов Д.И., Болотов С.Н., Самарин Е.Н. и др. Перерывы в разрезе триасово-юрских отложений Горного Крыма и их историко-геологическое значение // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2004. № 2. С. 21—31.
- Пермяков В.В., Пермякова М.Н., Чайковский Б.П. Новая схема стратиграфии юрских отложений Горного Крыма: Препринт Ин-та геол. наук. Киев, 1991. 38 с.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н. и др. Некоторые сведения о юрском вулканизме: петромагнитная и палеомагнитная информация // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 3. С. 85—104.
- Печерский Д.М., Сафонов В.А. Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре — раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. № 1. С. 96—105.
- Плахотный Л.Г. Раннекиммерийские структуры Крыма и соотношение их с альпийскими и докембрийскими // Геотектоника. 1990. № 2. С. 54—62.
- Славин В.И. Основные черты геологического строения зоны сочленения поздних и ранних киммерид в бассейне р. Салгир в Крыму // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1982. № 5. С. 68—79.
- Славин В.И. Геологическое развитие Крыма в мезозое // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1989. № 6. С. 24—36.
- Терехов А.А., Шимкус К.М. Молодые осадки и надвиговые структуры в Прикрымской и Прикавказской зонах // Геотектоника. 1989. № 1. С. 72—79.
- Туголесов Д.А. и др. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М., 1985. 213 с.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М., 1991. 436 с.

Щерба И.Г. Плиоцен-четвертичные олистостромы Крыма и механизм их образования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 4. С. 23—35.

Юдин В.В. Структурно-геодинамическая модель Крыма // Проблемы сейсмобезопасности Крыма. Севастополь, 1995. С. 45—50.

Юдин В.В., Клочко А.А. Тектоника Восточного Крыма (Карадаг) // Сырьевые ресурсы Крыма и прилегающих акваторий (нефть и газ). Симферополь, 2001. С. 169—177.

Baraboshkin E.Yu. Early Cretaceous development of the Mountaun Crimea // Geology and geophysics. 2003. Vol. 46. P. 25—30.

Harland W.B., Armstrong R.I., Cox A.V. et al. A geologic time scale. Cambridge University Press. 1989. 236 p.

Hubbert M.K., Rubey W.W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. 1. Mechanics of fluidfilled porous solids and its application on overthrust faulting // Geol. Soc. America Bull. 1959. Vol. 70, N 2. P. 115—166.

## TECTONICS AND GEODYNAMIC EVOLUTION OF MOUNTAIN CRIMEA

*V.S. Mileev, E.J. Baraboshkin, S.B. Rozanov, M.A. Rogov*

Late Kimmerian complex of the Mountain Crimea has south vergence and folded-thrusted structure of Triassic-Lower Berriassian strata. Sedimentary succession is divided into Eskiorda, Tauric, Karadag, and Sudak groups, as well as Yaila Group of large carbonate platform. The three lower groups are intruded with intrusions and subvolcanic bodies. Two structural zones are recognized: Lozovoye suture folded zone in the north and Mountain-Crimean folded-thrusted zone in rest of area. The Lozovoye suture is Late Jurassic megamelange with exotic blocks of Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous rocks. The Mountain-Crimean Zone consists of three structural units, separated by compressional nappes and thrusts. The lowermost unit is represented by the Tauric flysh, middle unit composed of Eskiorda, Karadag and Sudak groups. The uppermost zone consists of subplatform Yaila Group. From middle Berriassian till the end of the Miocene the region developed in orthoplatform regime with accumulation of a Scythian Platform cover. Since Pliocene during the Alpine deuterorogenic stage the flexures were generated on the shoulders of the Mountain Crimea by listric synthetic and antithetic faults. The latter ones generate subcylindrical faults on its southern shoulder in the Black Sea, probably in combination with nappes that produced the Sorokin Through. Thus, the Mountain Crimea is a Late Kimmerian folded-thrusted structure reworked on the Alpine stage by deuterorogenic block movements.

*Key words:* Stratigraphy, structure, magmatism, geodynamic evolution, Mesozoic, Cenozoic, Ukraine

**Сведения об авторах:** *Милеев Владислав Сергеевич*, канд. геол.-мин. наук, доцент кафедры региональной геологии и истории Земли геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Тел.: (495) 939-49-72, *e-mail:* mileev@geol.msu.ru. *Барабошкин Евгений Юрьевич*, докт. геол.-мин. наук, профессор кафедры региональной геологии и истории Земли геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Тел.: (495) 939-49-32, *e-mail:* barabosh@geol.msu.ru. *Розанов Сергей Борисович*, канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник кафедры геологии России геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Тел.: (495) 939-49-72, *e-mail:* rosanov@geol.msu.ru. *Рогов Михаил Алексеевич*, канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник ГИН РАН. Тел.: (495) 959-27-92, *e-mail:* rogov-m@rambler.ru.