

С 551.243.4+551.762.3(234.86)

ОБ АЛЛОХТОННОМ ЗАЛЕГАНИИ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО КРЫМА

1994 г. В. С. Милеев, Е. Ю. Барабошкин, М. Ю. Никитин, С. Б. Розанов, Н. В. Шалимов

Представлено академиком Е.Е. Милановским 03.11.93 г.

Поступило 05.11.93 г.

Положение верхнеюрских отложений на яйленого Крыма многие годы не вызывало сомнений: сложноподстилающиеся отложения триасово-нижнеюрской таврической серии пересылаются с резким несогласием среднеюрским угленосно-терригенными и вулканическими несогласием залегают верхнеюрские конгломератово-известняковые отложения, обладающие пологой синклиналиюю структуру [1, 2 и др.]. Нормальная стратификация комплексов, слабая обнаженность и недолговечность контактов способствовали устойчивости этих представлений, которые разделяли практически все исследователи Крыма.

Однако уже в начале века К. К. Фохт, а позднее В. С. Милеев, Г. А. Лычагин и др. указывали на наличие надвигов в структуре Горного Крыма. Фохт и А. С. Моисеев отмечали надвижение на верхнеюрских отложений на таврическую и Н. В. Короновский и В. С. Милеев показывали покровов в триасово-нижнеюрском комплексе [3]. И. Г. Щерба [4] описала срыв верхнеюрских пород в южном направлении в конце и начале палеогена, обновленный в плиоцен-эоценовое время. Ю. В. Казанцев [5, 6] полагает все формационные комплексы разделены овами, надвинутыми на север, начиная по мере с палеозоя до сармата. Таким образом в настоящее время существуют различные взгляды на роль покровообразования в структуре Горного Крыма, на направление и время его формирования.

В настоящее время более четко особенности строения верхнеюрского горнокрымского комплекса устанавливаются на Долгоруковской яйле, где известны три толщи. На юге крайне ограничена известна среднеоксфордско-нижнеюрская терригенная толща мощностью до 300 м. В центральной и восточной частях

плато наблюдается ниже-среднетитонская ритмично-слоистая крайне мелководная толща конгломератов, песчаников, алевролитов, глин и известняков до 1400 м мощностью. Западную часть плато слагают массивные органогенно-обломочные известняки (до 500 м) верхнего титона-нижнего берриаса. Данные толщи отвечают соответственно демерджинской, ялтинской и беденекырской свитам, отложения которых формировались в мелководном эпиконтинентальном бассейне. Эти толщи в какой-то мере могут быть разновозрастными, о чем свидетельствуют выделенные на картах масштаба 1 : 200 000 карбонатные, глинистые и конгломератовые фации в оксфордско-титонских отложениях, но надежное решение этого вопроса затруднено отсутствием в толщах маркирующих горизонтов.

Достоверность структурных соотношений верхнеюрского комплекса с подстилающими отложениями изменилась после проведения в 1989-1990 гг. М. Ю. Никитиным плановой и перспективной аэрофотосъемки центральной части яйлы. На склонах Чатырдага видно крутое залегание слоистости (60° - 70°) в верхнеюрских отложениях, упорающей в их основание. Такие соотношения не оставляют сомнений в тектонической природе подошвы комплекса [8]. Плановые снимки Долгоруковской яйлы показывают, что внутренняя структура верхнеюрских отложений значительно более сложная, чем это представлялось ранее [1, 2]. Здесь отчетливо фиксируется серия тектонических пластин, образующих ряд пакетов различного строения (рис. 1). На пластину (рис. 1, П-1), сложенную терригенной толщей, структура которой не ясна из-за ограниченного распространения и слабой обнаженности, надвинуты породы ритмично-слоистой толщи, образующие четыре пакета пластин с различной внутренней структурой. Первый, самый юго-восточный, пакет (рис. 1, П-2) имеет сложное складчатое строение. Дисгармоничные линейные складки меняют углы падения на крыльях от 5° до 80°.

Крымский государственный университет
В. Ломоносова

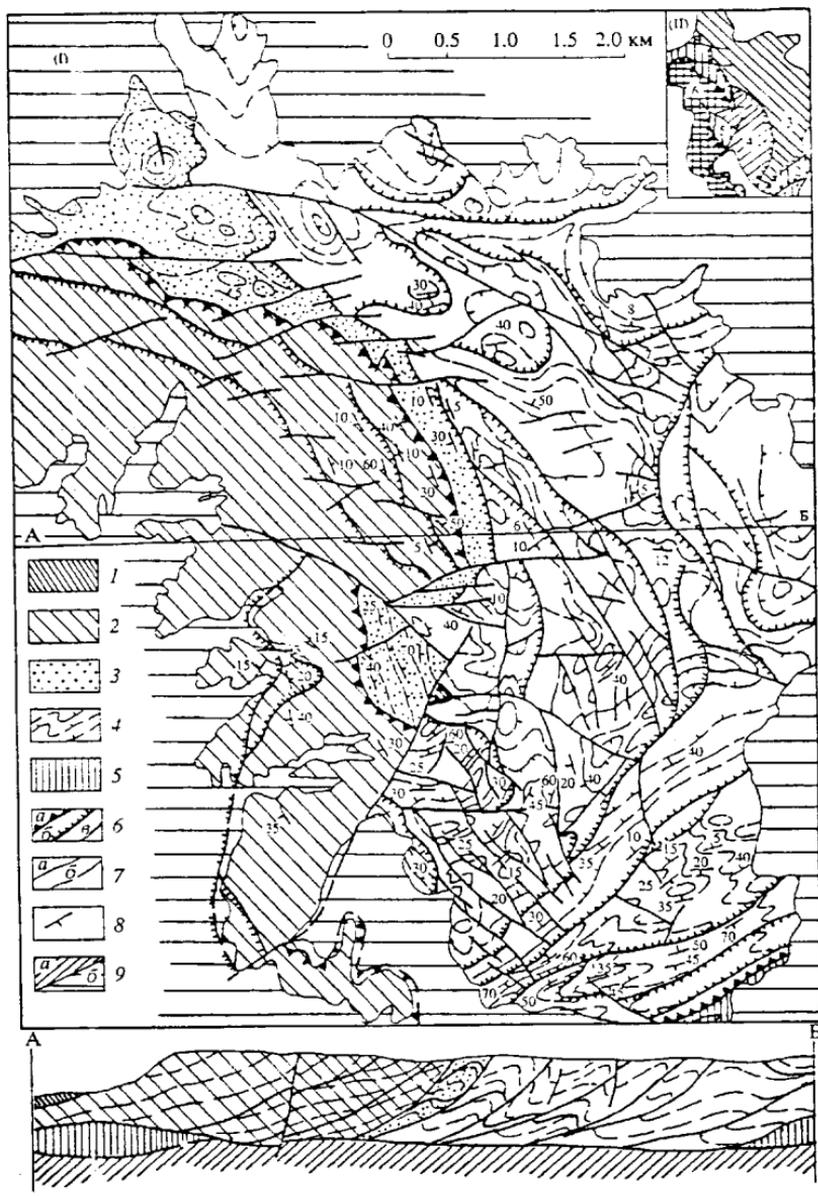


Рис. 1. Схема тектонического строения верхнеюрских отложений Долгоруковской яйлы (I) и расположение пакетов пластов и их номера (см. текст) (II). 1 - ингрессивно залегающие нижнемеловые отложения; 2 - 5 - среднеоксфордские - нижнеберриасские отложения: 2 - верхнетитонско-нижнеберриасские органогенно-обломочные известняки, 3, 4 - нижне-среднетитонские ритмично-слоистые карбонатно-терригенные отложения (3 - существенно глинистая пачка с прослоями известняков, 4 - глинисто-песчанниковые пачки с прослоями известняков), 5 - среднеоксфордско-нижнекимериджские песчано-конгломератовые отложения; 6 - разрывные нарушения; а, б - главные (а) и второстепенные (б) надвиги и покровы, в - сбросы, взбросы и сдвиги; 7 - геологические границы (а) и структурные линии (б); 8 - элементы залегания; 9а - триасово-среднеюрские образования, 9б - необнаженные пространства

Второй пакет (рис. 1, П-3) на юге характеризуется моноклинальным строением с углами $30^\circ - 40^\circ$. В северной части плато пакет занимает большую часть площади и приобретает простое складчатое строение с углами на крыльях $10^\circ - 20^\circ$ до 5° . Третий пакет (рис. 1, П-4) имеет складчатую структуру, причем складки выполаживаются в средней части пакета до наклона крыльев в $5^\circ - 10^\circ$, а к его подошве и кровле углы возрастают до 60° . Четвертый, западный, пакет (рис. 1, П-5) в центральной части плато характеризуется моноклинальным строением с углами $40^\circ - 70^\circ$, а на севере в нем наблюдаются изометричные складки. В строении этих четырех пакетов участвуют складчатые покровы, что свидетельствует о двух фазах шарьирования с образованием доскладчатых и складчатых покровов. На западе находится пакет пластин (рис. 1, П-6), сложенных органогенно-обломочными известняками. Пластины представлены разнонаправленными моноклиналями с углами $30^\circ - 60^\circ$ — фрагментами расчлененных крупных складок.

По механизму образования выделяются надвиги двух типов — хрупкие и вязкие. Первые сопровождаются тектоническими брекчиями или зонами (2-5 м) сгущения конформной разрывом трещиноватости. Вторые представлены зонами расчленения, в которых эллипсоидальные обломки (1-2 × 2-4 см) пород связаны жильным кальцитом, пластинки которого ориентированы под углом $5^\circ - 10^\circ$ к плоскости зоны. На поверхности покровы маркируются цепочками карстовых воронок. Наклоны поверхностей надвигов меняются от 10° до $40^\circ - 45^\circ$, что свидетельствует об их листрическом характере. Борозды и штрихи на зеркалах скольжения показывают, что пластины перемещались по азимутам $120^\circ - 160^\circ$. В основании всего верхнеюрского комплекса имеется субгоризонтальная зона срыва, представленная карбонатными катаклазитами-милонитовыми тектонитами мощностью до 10 - 30 м, которая наблюдается на южном склоне яйлы в районах Ласпи, Ялты и Чатырдага.

Складчато-чешуйчатая структура нарушена крутыми разломами широтной, северо-западной и северо-восточной ориентировки, среди которых различаются сонаправленные граничные сдвиги, развитые в пределах одной пластины, и поствдвиговые сбросы и взбросы.

Караби-яйла, Демерджи, Чатырдаг и Бабуган-яйла имеют аналогичное строение. Лишь на Караби-яйле установлены зоны мегамеланжирования и тела конформных и секущих гидробрекчий, свидетельствующих о значительной роли воды в процессе шарьирования. Видимо,

слабая тектоническая переработка пород при шарьировании не только верхнеюрского, но среднеюрского и триасово-нижнеюрского комплексов обязана перемещению аллохтонов на водной подушке.

Амплитуды надвигов и покровов не могут быть установлены точно, так как не известны их корни. Наиболее вероятно первоначальное местонахождение позднеюрского мелководного эпиконтинентального бассейна и корневых покровов в пределах Лозовской зоны смития — сурты, сформировавшейся на месте закрытия Таврического глубоководного бассейна и расположенной в 15 км севернее. Суммарная амплитуда перемещения всей серии верхнеюрских аллохтонов может быть оценена максимум в 15 - 20 км. Думается, что амплитуды надвигов, разделяющих пакеты пластин и сами пластины внутри отдельных пакетов, составляют сотни метров-первые километры.

Время шарьирования верхнеюрско-нижнеберриасового аллохтона устанавливается по его перекрытию в Салгирской котловине несогласно ингрессивно залегающими породами верхнеберриаса и более молодыми нижнемеловыми отложениями в других частях северного склона яйлы [1, 2, 7, 9]. Таким образом, срыв аллохтона произошел в середине берриаса с шарьированием масс с северо-запада на юго-восток на расстояние до 15 - 20 км, причем начался он на западе Горного Крыма и последовательно смещался на восток, что согласуется с палеомагнитными данными [10].

Приведенные данные позволяют уточнить представления об истории формирования складчато-чешуйчатого горнокрымского комплекса. Если ранее считалось, что он сформировался в начале средней юры, то теперь очевидно, что его окончательное оформление произошло в позднекимерийскую тектоническую эпоху.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т.8. 575 с.
2. Муратов М.В. Руководство по учебной геологической практике в Крыму. М.: Недра, 1973. Т.2. 192 с.
3. Короновский Н.В., Милеев В.С. // Вестн. Моск. ун-та. Геология. 1974. № 1. С. 80 - 89.
4. Шерба И.Г. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 53. № 4. С. 23 - 34.

5. *Казанцев Ю.В.* Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. 112 с.
6. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Аржавитина М.Ю. и др.* Структурная геология Крыма. Уфа, 1989. 154 с.
7. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Под ред. Мазаровича О.А., Милеева В.С. М.: Изд-во МГУ, 1989. 167 с.
8. *Милеев В.С., Никитин М.Ю., Никишин А.М., Розанов С.Б.* Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. М., 1991. С. 51 - 52.
9. *Милеев В.С., Вишневецкий Л.Е., Никишин А.М., Розанов С.Б.* // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. № 4. С. 25 - 31.
10. *Печерский Д.М., Сафонов В.Ф.* // Геотектоника. 1993. № 1. С. 96 - 105.