



УДК 551.243(477.75)

© 2007

Н. И. Дерябин

## Геодинамическое развитие Крыма

*(Представлено академиком НАН Украины Е. Ф. Шнюковым)*

*The structural evolution of the Crimean peninsula under conditions of the expansion and contraction of Earth's crust at two tectonic stages of the Alpien megacycle [the riftogenous (Mesozoic) and contraction (Cenozoic) ones] is considered.*

По тектонической природе Крым представляет собой одно из сложнейших структур земной коры. По-видимому глубокая тектоническая переработка была связана с расположением его на выпуклой дуге северной границы Средиземноморского пояса альпид со своеобразным проявлением на его площади двух тектонических ярусов: раннеальпийского (Т–Р<sub>2</sub>) рифтогенеза и позднеальпийского (Р<sub>3</sub>–N<sub>2</sub>) контракциогенеза. Структуры Крыма с давних пор привлекали внимание многих геологов. К настоящему времени существует минимум две концепции его тектонического развития: геосинклиальная [1] и плейттектоническая [2]. Тем не менее по большому счету они не были в состоянии объективно объяснить проявление глыбовых тектонических брекчий, широко развитых в линейных структурах Горного Крыма. По Ю. В. Казанцеву [1], формирование глыбовых брекчий объяснялось проявлением режима тектонического сжатия. В то же время на рис. 1 [1] и в других случаях явно отражены проявления режима тектонического расширения или рифтогенеза. По В. В. Юдину (рис. 2, а), подобные брекчии по этой же причине нельзя относить к зонам меланжа. Последние проявлялись в Крыму ограниченно лишь в швах надвигов с милонитами и глиной трения [2].

Ниже рассматривается развитие структур Крыма с позиции пульсационной тектонической концепции [3, 4]. В основании стратиграфического разреза Крыма залегали смятые в складки породы палеозоя, представленные осадками с вулканитами, залегающими в рифтогенных структурах ранних герцинид, включая карбон, и прошедшими метаморфизм в поздних герцинидах. Породы верхней части разреза альпийского мегаяруса в тектоническом развитии проходили в Крыму два тектонических яруса: раннеальпийский (мезозой и ранний палеоген) и позднеальпийский (поздний палеоген и неоген). В первом цикле происходило расширение поверхности земной коры с формированием рифтогенного грабена

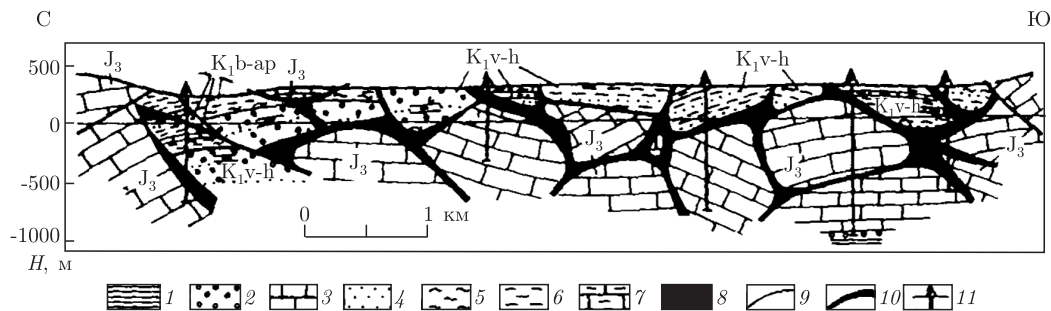


Рис. 1. Схематический геологический разрез вдоль восточной окраины Байдарской долины, между селами Передовое и Россошанка, по Ю. В. Казанцеву [1]:

1 — глинистые сланцы; 2 — конгломераты; 3 — известняки; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты; 7 — мергели; 8 — зона флюидизитовых брекчий; 9 — стратиграфические границы; 10 — линии разрывных нарушений; 11 — скважины

(авлакогена), а во втором цикле в условиях уже сокращения земной коры образовывались: на юге складчатые поднятия, а на севере компрессионные структуры с прогибами (рис. 2, б, в).

*Рифтогенный мезозойский (раннеальпийский) ярус* проявился становлением широкой кальдерно-грабеновой впадины в зоне широтного осадочного авлакогена, являющегося продолжением на юге мезозойской Датско-Польской борозды, через Карпаты, Добруджу и далее на восток — в зону Кавказского грабена. На юге эта структура захватывала, очевидно, всю акваторию будущего Черного моря, а на севере ее граница проходила по сбросу, ограничивающему ее от Украинского докембрийского щита (рис. 2, б). Характерной особенностью заложения этой структуры являлось отсутствие в ее основании раздвигово-вулканической тектонической стадии. Начальный рифтогенез проявился здесь сразу в виде региональной зоны гравитационного проседания, вызванной опусканием базальтового слоя в нижней части разреза земной коры до глубины 50–60 км, а с другой — расширением (расслаблением) этой зоны в виде проявлений серий широтных раздвиговых разломов-сбросов. Все это создавало картину островных архипелагов с выводом на поверхность (на островах) центров основного (не дифференцированного) вулканизма и существованием в связи с этим структуры “долин дымов”. По сравнению с Кавказским сегментом этой зоны, вулканизм здесь был подавленный, а еще западней уже в Карпатах, он вообще отсутствовал. Вместо этого здесь проявлялись мощные фильтрационные тектоно-гидротермальные процессы с выносом и отложением на дне бассейнов огромных масс кластогенных флюидизитовых псевдопесчаников и хемогенно-осадочных сланцев. Все это обуславливало накопление огромных флишвидных толщ таврической ( $T_3-J_1$ ) серии мощностью до 2 км, что было возможно только в условиях развития густой сети линейных сбросов с расчленением по ним площади на полосовидные “клавишные” блоки — просадки, заполненные рассолами с бассейнами озерного типа, в которых и происходило формирование флиша. Эта серия была представлена переслаиванием с мощностью слоев 20 см глин, аргиллитов, алевролитов, псевдопесчаников и реже слоев мелкогалечных флюидизитовых псевдоконгломератов и гравелитов с обломками докембрийских пород: гранитов, гнейсов, кварцитов, известняков и базальтов. Среди флишвидных пород встречались в виде глыб размером до 1 км в поперечнике карбонатные породы и псевдопесчаники. Их проявление ранее относилось к олистостромам в аллохтонном залегании, что совершенно невероятно при рифтогенном режиме. По-ви-

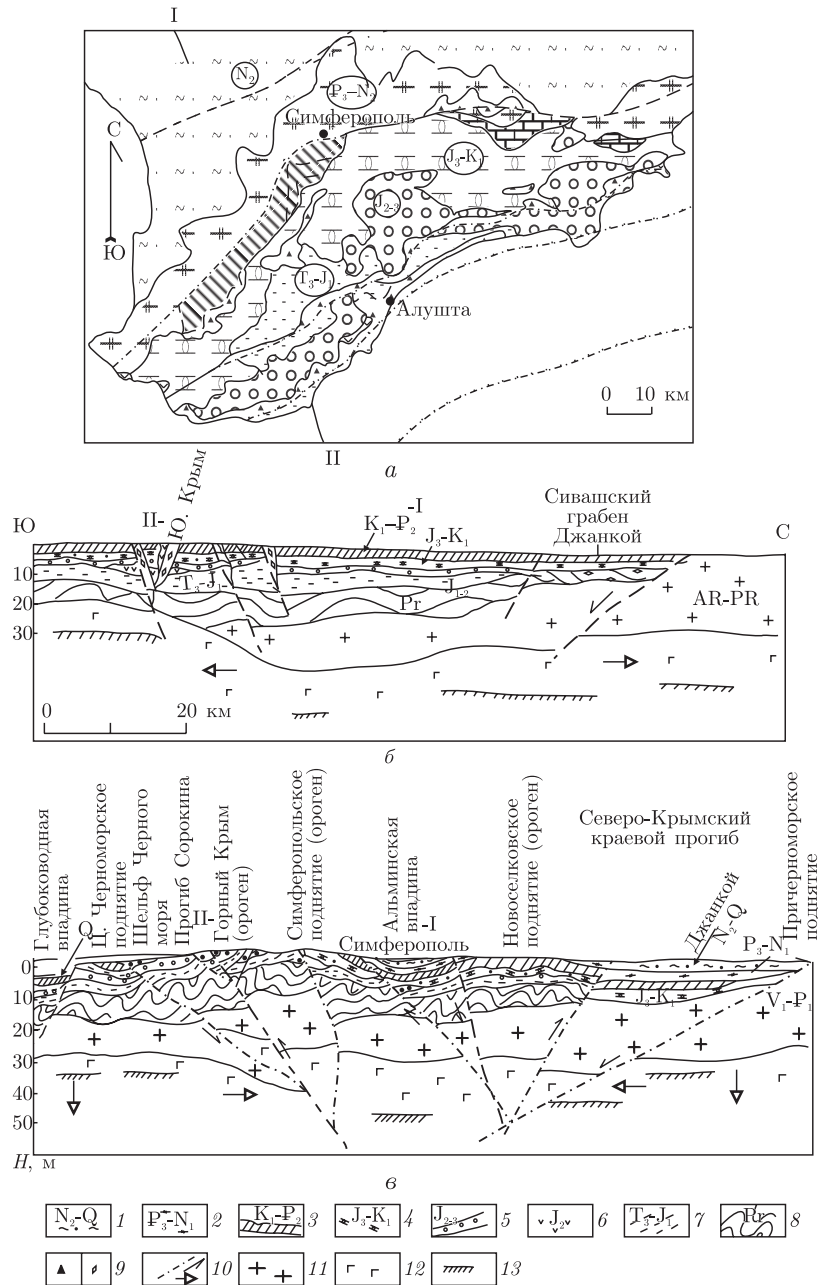


Рис. 2. Геологическая карта (а), составленная по В. В. Юдину [2], и геодинамические разрезы по линии I-II: б — в режиме рифтогенеза ( $T_3-P_2$ ) и в — в режимах контракциогенеза ( $P_3-N_2$ ).

Отложения компрессионного яруса: 1 — пески, суглинки ( $N_2-Q$ ), 2 — мергели, майкопские глины ( $P_3-N_1$ ); отложения рифтогенного яруса: 3 — известняки, песчаные глины ( $K_1-P_2$ ), 4 — известняки, оползневые и флюидизитовые брекчии, псевдопесчаники, псевдоконгломераты, глины ( $J_3-K_1$ ), 5 — флюидизитовые псевдопесчаники, известняки, лахаровые эксгалиациальные глинистые осадки ( $J_{2-3}$ ), 6 — базальты, кератофиры ( $J_2$ ), 7 — таврическая серия, флиш, песчаники, алевролиты, аргиллиты ( $T_3-J_1$ ); 8 — палеозойские отложения; сланцы, известняки, песчаники; 9 — молассовые (оползневые) кластогениты и флюидизитовые зоны с глыбовыми брекчиями; 10 — разломы, сбросы, надвиги, направление смещений тектонических блоков и тектонические режимы расширения и сжатия; 11 — докембрийский метаморфизованный фундамент; 12 — базальтоидный слой земной коры; 13 — участки границы мантии, по сейсмическим данным

димому, в ранние и средние фазы рифтогенеза здесь был смешанный тектонический режим раздвигово-кальдерных тектонических стадий, т. е. на фоне ритмично-пульсационного изменения состава вод бассейнов и отложения флиша происходили линейные разрывы по сбросам с шириной до 1 км, в которых формировались локальные линейно-глубчатые тела флюидизитовых псевдопесчаников, либо в условиях застойных рассольно-карбонатных вод (в разрезе) пластиноподобные (в разрезе) тела карбонатных пород.

Следующая тектоническая стадия также была смешанной, кальдерно-грабеновой ( $J_2-K_1$ ), где преобладали не раздвиговые, а уже сбросовые тектонические движения с формированием в локальных блоках как просядок, так и мелких впадин. Характерными осадками в средней юре были уже не флишоиды, а слои мощностью до 20 м аргиллитов, глин, флюидизитовых псевдопесчаников, а уже в верхней юре и нижнем мелу — известняков и мергелей. Начиная со средней юры, в локальных тектонических блоках (Мелас, Кастрополь, Голубой залив) проявлялся в небольших объемах вулканизм в виде туфов основного состава, лав, спилитов и кератофиров. В верхней юре и нижнем мелу огромных масштабов достигли проявления эксгаляций из швов разломов флюидизитовых псевдоконгломератов и псевдопесчаников (разрезы по рекам: Карасу, Тонас, Кучук-Карасу [1]). С грабеновой тектонической стадией уже было связано некоторое расширение на север общей зоны рифтогенеза с присоединением Сивашского грабена (рис. 2, б). К особенностям активного тектонического периода раннемезозойского рифтогенеза в Крыму относилось следующее: широкое проявление грязевого лахарового вулканизма с выносом на поверхность флюидизитовых псевдоконгломератов; развитие среди флишевых осадков изоклиальной микроскладчатости, связанной с оползневыми (по сбросам) складками волочения пластичных пород; образование среди более хрупких известняков зон глыбовых брекчий, сцементированных продуктами грязевого вулканизма (см. рис. 1).

Следующей, менее тектонически активной, стадией была грабеновая ( $K_1-P_2$ ). Она широко развивалась в северной части рифтовой зоны (авлакогена), особенно в равнинной части Крыма. Ее разрез был представлен известняками с мергелями (мощностью до 1,5 км) и прослоями среди них флюидизитовых псевдоконгломератов с грязево-лахаровыми глинистыми отложениями. Их особенностью являлось пологое залегание слоистых пластов, малая мощность и выдержанность ее в литологических пачках на значительных расстояниях.

*Контракционный кайнозойский (позднеальпийский) ярус* (рис. 2, в) проявлялся в Крыму формированием двух тектонических подъярусов в условиях тектонического сокращения рифтогенной структуры. Это орогенного в южной части площади и компрессионного к северу от г. Симферополь. Причинами развития здесь контракционного цикла, по-видимому, являлись, с одной стороны, опускающаяся к северу от региона площадь Русской платформы, а с другой — воздымающаяся к югу от платформы площадь Средиземноморского (альпийского) орогена. Отличительные особенности развития орогена в Крыму — незначительные проявления гранитизации и термального метаморфизма пород. Эти процессы в какой-то степени могли компенсироваться созданием густой сети надвиговых разломов с развитием по ним низкотемпературных гидротермально-флюидизитовых кварцевых жил. В целом же альпийские (молодые) орогенные воздымания в земной коре характеризовались слабыми термальными фронтами, что было, видимо, связано с постепенным (временным) затуханием энергии внутреннего ядра Земли. Также отметим, что в связи с отсутствием в регионе мощных проявлений в предорогенном рифтогенном мезозое излияний основных магм, выносимых из астеносферы, в последней не мог формироваться “расслабленный” слой. Причиной же проседания при этом компрессионных блоков земной коры в поздних

альпидах были расслабленные пояса уже не астеносферы, а нижних частей земной коры, в которых происходили процессы эклогитизации с частичным выносом из пород щелочными растворами кремния и проявления при этом “расслабленного слоя”, который и прессовался в процессе проседания верхней части земной коры.

*Компрессионный ярус проседания пород*, проявившийся на севере региона на площади южного крыла Украинского щита, обусловил формирование Причерноморской моноклинали, выполненной палеоген-неогеновыми песчано-глинистыми терригенными породами, мергелями, глауконитовыми песчаниками, мощность которых увеличивалась в южном направлении и достигала 2 км. Это были осадки континентальных склонов, озер и временных потоков. На юге эта структура ограничивалась Южно-Украинским сбросом (рис. 2, в) с амплитудой до 1 км. Далее к югу от него формировался Майкопский (Северо-Крымский) краевой прогиб, ограниченный на юге Майкопским надвигом. Верхняя часть разреза краевого прогиба была сложена терригенными осадками миоцена и ниже хемогенно-осадочными с сероцветными молассовыми майкопскими глинами и эоценовыми серыми известняками с песчаными глинами с общей мощностью до 3 км. Еще ниже в разрезе были представлены меловые светлые флюидизитовые песчаники и известняки, залегающие на кристаллическом докембрийском фундаменте. Осадки испытывали волнистую ассиметричную складчатость с пологими юго-восточными и более крутыми северо-западными крыльями. Возраст дислокаций был определен средним миоценом по несогласно перекрывающимся осадками чо-кракского горизонта [5]. Характерными особенностями осадков краевого компрессионного прогиба являлись: бурый и темно-серый цвет, по-видимому, связанный с выделением фильтрационного метана, с последующим его восстановлением и окислением при этом железа.

*Орогенный ярус воздымания* проявлялся на Крымском полуострове, обусловлен сокращением поверхности Земли вдоль северной границы Средиземноморского пояса, вызванной опусканием по надвигам с различным направлением падения компрессионных структур на севере в полосе, граничащей с Украинским щитом, и на юге — в полосе кайнозойской Черноморской компрессионной впадины. Поднимающийся же между ними в виде клина в разрезе Крымский блок по своим границам имел различную виргентность тектонических пластин, ограниченных надвигами уже более высоких порядков. В южной части блока пластины имели северное падение (виргентность), а в северной его части — южное. Такое тектоническое строение обусловило образование в средней части широтного блока детейроорогенного прогиба (Альминской впадины континентального рифта) (рис. 2, в), к северу от него проявилось Новоселковское, а к югу от Симферопольского поднятия и далее — Крымские горы. Последнее свидетельствовало о том, что наибольшие латеральные сжимающиеся тектонические напряжения проявлялись с юга на север. При этом кристаллический массив (Украинский щит), по-видимому, служил тектоническим упором, подавляющим горизонтальные напряжения. Орогенные поднятия здесь были выполнены разрезами осадков мезозоя. Верхняя же часть разреза Крымских гор была эродирована.

В последние годы рядом исследователей в тектонике Горного Крыма [1, 2] большое значение придавалось горизонтальным надвигам с формированием аллохтонных и шарьяжных структур. Учитывая, что здесь не проявлялась “крутая” складчатость пород, а их перемещения были связаны лишь с развитием параллельных надвиговых пластин низких и высоких порядков, с одной стороны, и с проявлениями в доорогенный период среди рифтогенного юрского флиша и карбонатных пород раздвиговых тектонических зон, выполненных глыбовыми брекчиями, можно утверждать об отсутствии в Горном Крыму аллохтонных и шарьяжных структур. Так, в ряде случаев можно наблюдать, как породы верхней юры

в заливах (до 0,5 км) заходили внутрь сланцев (флиша) верхнего триаса — нижней юры, в то же время сами флишюиды в виде языков были зажаты в флюидизитовые псевдо-конгломераты [1]. Далее, встречались случаи, когда среди глыб известняков верхней юры наблюдались прослойки и зонки сланцев, которые относились к верхнеюрским флюидизитам (см. рис. 1). Часто таврические слои флиша в смежных блоках имели различные простирания с крутыми углами падения, что объяснялось в этих случаях проявлением по границам блоков различных направлений их смещений: сбросовых в мезозое и надвиговых в кайнозое. Часто в Горном Крыму формировались смешанные калахары оползневых брекчий, состоящих из различных типовых пород разного возраста. Многие исследователи ошибочно увязывали их с проявлением аллохтона, сопряженного с олистостромой, образующей тектоническую “мешанину”.

В итоге, надвиговые деформации выступали в Крыму главными структурными элементами тектоники. Складчатые деформации, особенно в фронтальных частях тектонических пластин формировали линейные флексурные изгибы. В их же тыльных частях обычно формировались куполовидные структуры. Надвиговые подвижки происходили в условиях латерального (бокового) сжатия, исходящего преобладающе с юга. Горизонтальные смещения пород в поднятиях являлись следствием разложения гравитационных (вертикальных) сил по пологим надвигам смежных блоков, падающих в сторону воздымающегося (выдавливаемого) блока в условиях общего сокращения земной коры.

Анализируя перспективы нефтеносности структур Северного Крыма, нужно особое внимание в этом вопросе обратить на локальные флексуры Майкопского (Северо-Крымского) краевого прогиба, переходящего к западу в Каркинитскую, а на востоке (под Азовским морем) в Североазовскую впадины.

1. Казанцев Ю. В. Тектоника Крыма. – Москва: Наука, 1982. – 112 с.
2. Юдин В. В. Геологическое строение Крыма на основе аклуалистической геодинамики. – Симферополь, 2001. – 47 с.
3. Дерябин Н. И. Рудные формации Украины. – Киев: София, 2006. – 305 с.
4. Дерябин Н. И. Тектонические стадии земной коры и их металлогения. – Киев: София, 2006. – 231 с.
5. Муратов М. В. Возраст и происхождение складок Керченского полуострова // Геология СССР. Т. 8: Крым. – Москва: Недра, 1969. – С. 392–397.

*Институт геологических наук НАН Украины, Киев*

*Поступило в редакцию 28.03.2007*