



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–Р₂) рифтогенеза и позднеальпийского (Р₃–N₂) 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

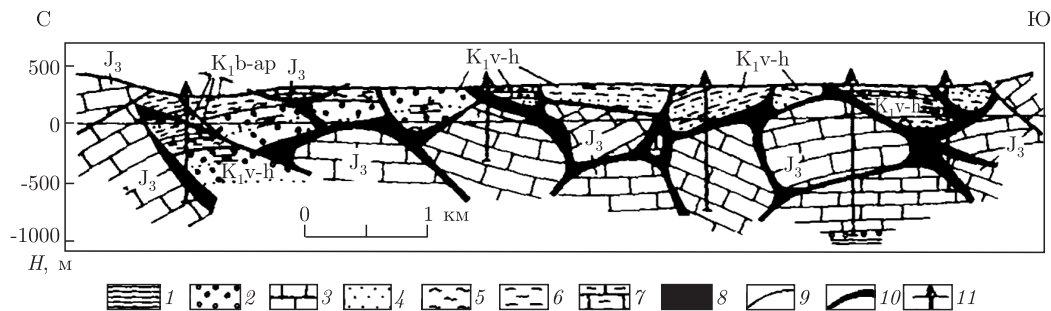


Рис. 1. Схематический геологический разрез вдоль восточной окраины Байдарской долины, между селами Передовое и Россошанка, по Ю. В. Казанцеву [1]:

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-

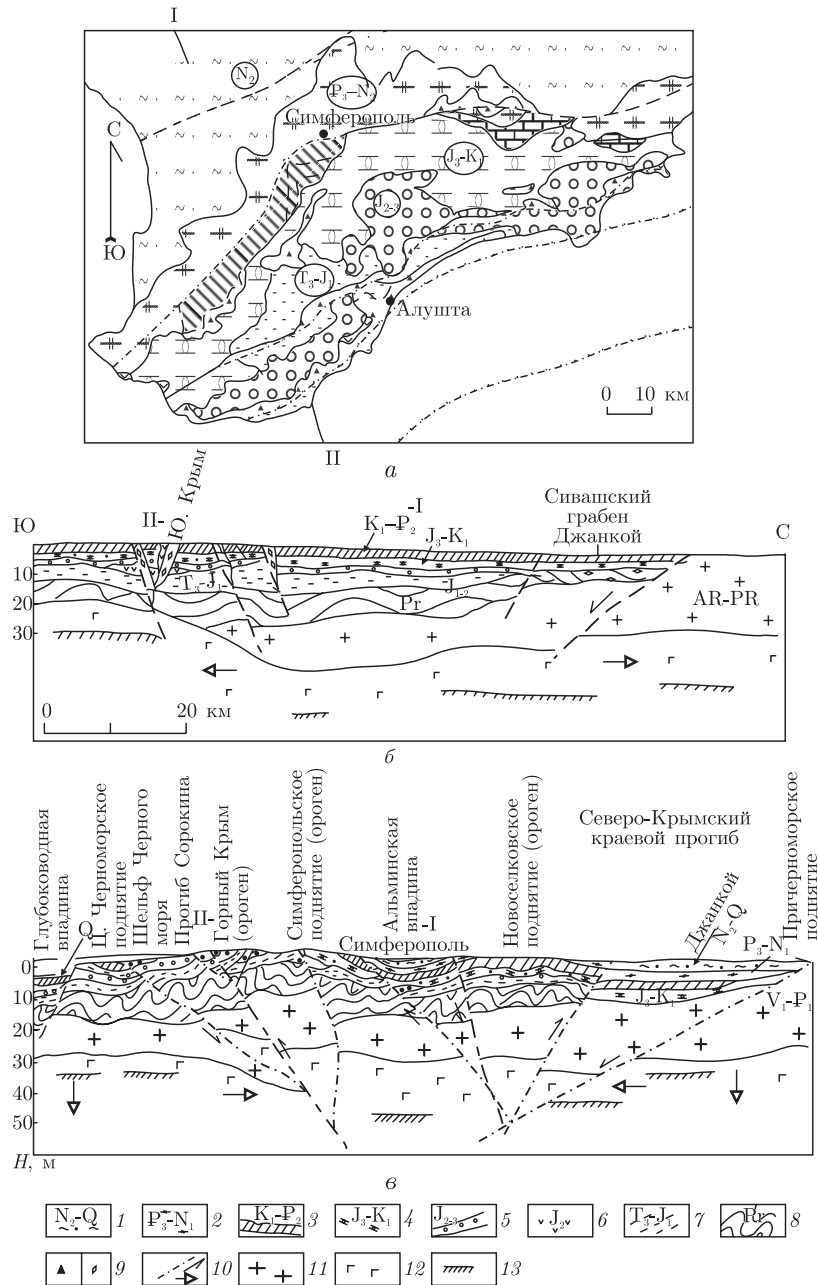


Рис. 2. Геологическая карта (а), составленная по В. В. Юдину [2], и геодинамические разрезы по линии I-II: б — в режиме рифтогенеза (T_3-P_2) и в — в режимах контракциогенеза (P_3-N_2).

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 ослабленные 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 “ослабленного 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 асимметричную 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 детейроогенного 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