

190. Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К., Юдин В.В., Белецкий С.В. Геодинамика и тектоническое районирование Азово-Черноморского региона. В кн.: Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины. Сборник докладов VII международной конференции «Крым-2007». Симферополь, 2008. С.115-151 (с тектонической картой), (4 печ. листа)

М. Е. Герасимов^{1,2}, Г. К. Бондарчук², В. В. Юдин³, С. В. Белецкий²

1 - КГФЭ «Крымгеофизика», г. Симферополь; 2 – КП «Южэкогеоцентр».; 3 – КО УкрГГРИ, г. Симферополь, Украина

ГЕОДИНАМИКА И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА

В основу геодинамической модели региона и созданной на ее базе тектонической карты (рис. 1а, 1б) положены широко известные палеогеодинамические реконструкции океана Тетис [1], палеомагнитные исследования [2], выделение Крымского террейна [3], обоснование и выделение в регионе 3 сутур [4-7] и другие исследования.

В ходе выполнения работ по созданию геодинамической модели обобщены данные о магматических комплексах, изученных на обнажениях в пределах Горного Крыма и встреченных в глубоких скважинах по региону. Полученные данные систематизированы в табличной форме с краткими комментариями к ней (табл. 1).

Магматические породы

На изученной территории магматические образования широко распространены; этапность их формирования представляется в такой последовательности: AR-PR; PZ₁; PZ₂; T-J₁; J₂; J₃; K₁; K₂; KZ (табл. 1).

Архей-протерозойские образования встречаются, прежде всего, в гальках верхнеюрских конгломератов на мысе Меганом и на горе Демерджи. Представлены они аплитовыми, микроклиновыми, пегматоидными, двуслюдяными катаклизированными гранитами, гранитогнейсами и гнейсами. Согласно изотопному анализу возраст этих пород составляет 975-1500 млн. лет.

В Северном Причерноморье в пределах Восточно-Европейского кратона в забоях многочисленных скважин на структурах Скадовской, Тендровской, Воскресеновской, Аверьяновской и др. вскрыты параграниты, граниты, гнейсы архейского возраста.

В Западном Причерноморье породы упомянутого возраста вскрыты в забоях скважин на Ореховской, Суворовской, Джаларской, Червоноармейской, Мирнопольской и Фурмановской структурах. Представлены породы гранитогнейсами, катаклизированными биотитовыми гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и аляскитами. В породах часто встречаются признаки динамометаморфизма в виде измельченных зерен кварца и полевых шпатов. Что касается формационной принадлежности магматитов, то они, скорее всего, относятся к гранитным батолитам.

Нижнепалеозойские магматогенные породы выявлены в скважинах на территории Равнинного Крыма (скв. 2 Елизаветинская, 6 Нижнегорская, 1, 2, 3 Борисовские, 1 Авроровская, 1 Рылеевская и скважины Зуйской площади), в акватории Черного моря – скв. 4 на площади Голицына и 1 на о. Змеином.

Таблица 1 - Обобщенные данные о магматических породах в литодинамических комплексах дивергентных и конвергентных этапов геодинамической эволюции микроплит земной коры и наложенных на них тектонических структур Южного региона Украины (М.Е. Герасимов, Г.К. Бондарчук, 2005г.)

№ п/п	Микроплиты земной коры, наложенные структуры, возраст фундамента	Возраст и название магматических пород, изученных в скважинах и обнажениях		
		AR-PR	PZ ₁	PZ ₂
1	2	3	4	5
1	Палеомикроконтинент (ПМК) Араттия (Украиния), AR-PR			
1.1	Южноукраинская моноклираль	гранито-гнейсы, параграниты, граниты, гнейсы	кристаллические сланцы	субщелочные диабазовые, трахиандезитовые порфириты, порфириты, габбро, кварцевые габбро-диориты, габбро-порфириты
1.2	Белолесский блок	нет данных	нет данных	дайки тела сиенит-порфиритов, кварцевых монзонит-порфиритов, слюдяные лампрофиры, аплиты
1.3	Каменский (Татарбунарский) рифт	нет данных	нет данных	нет данных
1.4	Болградско-Лиманский блок	гранито-гнейсы, граниты, плагииграниты, гранодиориты	нет данных	гранодиорит-порфиры, габбро, гранодиориты, кварцевые диориты, граниты
1.5	Придунайская тектоническая пластина (Килийско-Змеиное поднятие)	нет данных	изверженные породы светло-серого цвета с розоватым оттенком (о. Змеиный)	нет данных
1.6	Поднятие Губкина	нет данных	нет данных	нет данных
1.7	Северокрымский рифт	гранитоиды в обломках в отложениях К ₁	кристаллические сланцы с гранатом, метаморфические сланцы по породам основного состава толеитовой серии, базальто-андезиты	рассланцованные диабазы, окремненные, карбонатизированные
1.8	Центральнокрымское поднятие	нет данных	базальтоиды и пирокласты основного состава	кварцевые порфириты, спилиты, кератофиры, кварцевые диориты, диабазы, порфириты, габбро-диориты, гранитоиды
1.9	Североазовский прогиб	граниты, гранито-гнейсы	нет данных	нет данных
1.10	Азовский вал	нет данных	нет данных	нет данных
1.11	Предскифийский краевой прогиб (PZ ₂)	граниты, гранито-гнейсы	нет данных	нет данных

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5
2.	Палеомикроконтинент (ПМК) (палеоостровная дуга) Скифия, (AR-PR)+PZ ₂	гранито-гнейсы, граниты и метаморфические породы	нет данных	гранитоиды Нижнепрутского выступа
2.1	Краевая ступень	нет данных	нет данных	нет данных
2.2	Ильичевское поднятие	нет данных	нет данных	нет данных
2.3	Каламитское поднятие	нет данных	нет данных	нет данных
2.4	Качинский блок	нет данных	нет данных	граниты с прослоями (силлами или дайками) диабазов
2.5	Среднеазовское поднятие	нет данных	вулканогенные породы и пирокласты основного состава	габбро и андезитовые порфириты
2.6	Индоло-Кубанский прогиб	нет данных	нет данных	нет данных
2.7	Предмёзийский (Предобруджинский) краевой прогиб (MZ)	нет данных	нет данных	нет данных
3	Палеомикроконтинент (ПМК) (палеотеррейн) Крыма			
3.1	Горнокрымское складчато-надвиговое сооружение (ГКСНС)	граниты, гранито- гнейсы, гнейсы в обломках конгломератов J	нет данных	нет данных
3.2	Битакский краевой прогиб	обломки гранитоидов в конгломератах J ₃ -K ₁	нет данных	нет данных
4	Палеомикроконтинент (ПМК) Дзирулия, (AR-PR)	граниты и гранито- гнейсы Дзирульского массива (Грузия)		
4.1	Восточночерноморский рифт	нет данных	нет данных	нет данных
4.2	Остаточное рифтогенное поднятие Шатского	нет данных	нет данных	нет данных
4.3	Прикрымско-Кавказская зона складок	нет данных	нет данных	нет данных
5	Палеомикроконтинент (ПМК) Мёзия (AR-PR)	гранито-гнейсы, граниты и гранитоиды массива Кастамону (Турция)		
5.1	Западночерноморский рифт	нет данных	нет данных	нет данных
5.2	Центральночерноморское остаточное рифтогенное поднятие	нет данных	нет данных	нет данных

Представлены породы в основном базальто-андезитами, кристаллическими сланцами с гранатом, метаморфическими сланцами по породам основного состава толеитовой серии, пирокластами основного состава и т.п. Этот комплекс пород формировался на этапе раскрытия океана Палеотетис.

Верхнепалеозойский магматогенный комплекс пород вскрыт большим количеством скважин в Западном Причерноморье, Равнинном Крыму и в акватории Черного моря. В пределах Нижнепрутского выступа серией мелких плутонов, штоков и даек прорваны осадочные породы девона, перекрывающиеся отложениями юры-неогена. Литологически породы представлены гранодиоритами (скв. Р-3 возле с. Гаванесы), гранодиорит-порфиритами (скв. 14, 23 возле с. Суворово), сиенитами (скв. 18, 19, 20 возле с. Долинское), аплитами (скв. 1 Фурмановская) слюдистыми лампрофирами (скв. 106 Чалькская, 1 Казаклийская, 2 Червоноармейская, 2, 3 Восточно-Саратские). В районе Северной Добруджи формационным и возрастным аналогом вышеперечисленных пород, скорее всего, является полифазный интрузивный комплекс Гречи, сложенный габбро, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, лейкократовыми гранитами, абсолютный возраст которых 320-345 млн. лет.

В северной части Равнинного Крыма (скв. 4, 5 Балашовские) вскрыты мощные пачки вулканогенных пород – трахидабазов, диабазов, кварцевых и фельзитовых порфиритов, а также лавобрекчий с абсолютным возрастом 350 млн. лет.

В скважинах 1 Крыловской, 1 Красновской, 3 Борисовской, 106 Зуйской, 1 Южно-Бортовой вскрыты щелочные микроаплиты, микропегматиты, аляскиты, граниты и диабазы. Абсолютный возраст диабазов в Южно-Бортовой скважине составляет 275 ± 20 млн. лет. Своим происхождением этот комплекс магматических пород обязан заключительному этапу раскрытия океана Палеотетис и, возможно, в некоторых случаях эти породы уже относятся к раннему этапу раскрытия океана Мезотетис. Изученность региона в настоящее время не позволяет проводить однозначное датирование этих явлений.

Нижне-среднемезозойский (Т-J₁) магматогенный комплекс пород относится к рифтогенно-спрединговому магматизму, происходившему при раскрытии океана Мезотетис. Породы комплекса встречаются в Западном Причерноморье в скважинах на структурах Татарбунарской, Глубокинской, Фурмановской и Юбилейной. Представлены они в основном базальтами, андезито-базальтами и диабазами.

В Равнинном Крыму эффузивные породы раннемезозойского возраста вскрыты скв. 1 Красновской, 15 Джанкойской, 3 Орловской, 1 Новоселовской, 1 Северной. Среди пород встречаются кварцевые диабазы, габбро-диабазы, диабазовые порфириты.

Интрузивные породы нижнеюрского возраста описаны в многочисленных обнажениях Горно-Крымского террейна. Литологически породы представлены спилитами, кератофирами, андезитами, андезито-базальтами, диабазами, габбро-диабазами и др.

Среднеюрский комплекс пород, как и предыдущий комплекс, очень широко распространен в Горном Крыму. Наиболее распространенными породами являются андезиты, трахиандезиты, трахиты, базальты, андезито-базальты и др. Своим происхождением, прежде всего, они также обязаны спрединго-рифтогенному процессу.

Верхнеюрские вулканогенные породы (абс. возраст 158 млн. лет) вскрыты в скважинах 1, 2, 4, 5 на Октябрьской площади, а также на Ломоносовском подводном массиве. Литологически породы представлены гранодиорит-порфирами, кварцевыми диабазами, диабазовыми порфиритами и др. Образовались они, скорее всего, в пределах вулканической дуги.

Нижнемеловой магматогенный комплекс пород вскрыт в скважинах, расположенных на структурах в пределах Северокрымского рифтогенного прогиба: скв. 1, 5 Серебрянские, 1, 2 Татьяновские, 1, 2 Красноярские, 28, 31 Западно-Октябрьские, 26 Глебовская, 4, 5 Задорненские, 1, 3 Каштановские, 4 Меловая, 2 Ильичевская, 2, 4 Одесские. Литологически породы представлены лавами и пирокластами андезитового состава, дайками диоритовых, андезитовых и кварцевых порфиритов. Абсолютный возраст гранодиоритов, вскрытых в скважине на Меловой площади, составляет 120 млн. лет.

С обнажений Ломоносовского подводного массива (Е.Ф. Шнюков, 1977) драгой было поднято 10 образцов магматогенных пород валанжинского, валанжин-готеривского, готеривско-альбского, альбско-туронского возрастов. Поднятые образцы литологически представлены андезит-базальтами, андезитами, плагиориодацитами, плагиориолитами, кварцевыми диоритами, плагиогранитами, диорит-порфиритами. Исходя из состава этих пород, можно сделать вывод об их образовании в задуговоспрединой обстановке.

Верхнемеловые магматогенные породы встречаются в скважинах, также как и нижнемеловые вулканиты, практически на всех структурах. Литологически породы представлены в основном вулканокластическими породами андезито-дацитового состава. Своим происхождением эти породы обязаны заключительному этапу задугового рифтинга.

Кайнозойские магматогенные породы в регионе были установлены относительно недавно (Е.Ф. Шнюков, 1977). Они были подняты со дна Черного моря в районе Ломоносовского подводного массива. Всего 9 образцов. Литологически породы представлены базальтовыми, андезито-базальтовыми, плагиориолитовыми, диоритовыми и плагиогранит-порфиритовыми породами. Исходя из состава, эти породы, как и меловые, наверное, образовались в задуговоспрединых условиях.

Тектоническое районирование

Согласно представлениям В.Е.Хаина [8] построения геодинамических моделей регионов нужно начинать всегда с выделения и прослеживания сутур (коллизийных швов).

Сутуры или коллизийные швы маркируют обычно зоны столкновения (коллизии) литосферных плит. Это - важнейшие элементы строения подвижных поясов [8]. Сутуры определяют общее строение региона. Они отображают зоны полной субдукции (поддвижка океанической коры под континентальную) океанической коры палеоокеанов, которые контролировали образование осадочных и вулканических формаций, а также структур разных порядков [9].

Наиболее древней сутурой на территории региона есть позднепалеозойская Дунайско-Терская [10], в пределах Крыма названная В.В. Юдиным [11] Северокрымской. Она сформировалась при позднепалеозойской коллизии Скифской плиты с Евроамериканским континентом и имеет южное падение.

В связи с тем, что эта граница на территории Крыма перекрыта мощной толщей мезозойско-кайнозойских отложений, разные авторы, владея одинаковым фактическим материалом, трассируют ее очень по-разному. Зона разногласия достигает ширины Тарханкутского полуострова. Существенным доказательством в поддержку местонахождения этой границы на севере Крымского полуострова представляется возможность выделения Северокрымской сейсмогенной зоны [9], которая обусловлена и контролируется, по-видимому, этой сутурой. Однако, в сейсмичности этой территории существенную роль играют и более молодые структуры - наложенные в последующем раннемезозойские и позднемезозойские рифты с их крупноамплитудными бортовыми сбросами.

Мезозойские Крымско-Кавказская и Печеняга-Камена сутуры имеют среднеюрско-раннемеловой возраст. Западную часть Крымско-Кавказской сутуры называют еще Предгорной или Предгорнокрымской. Крымско-Кавказская сutura в пределах Крыма разделяет Скифскую микроплиту и Горнокрымский террейн (Крымию) и имеет северное падение. Сutura Печеняга-Камена разделяет микроконтиненты Мёзию и Северную Добруджу и падает на юг.

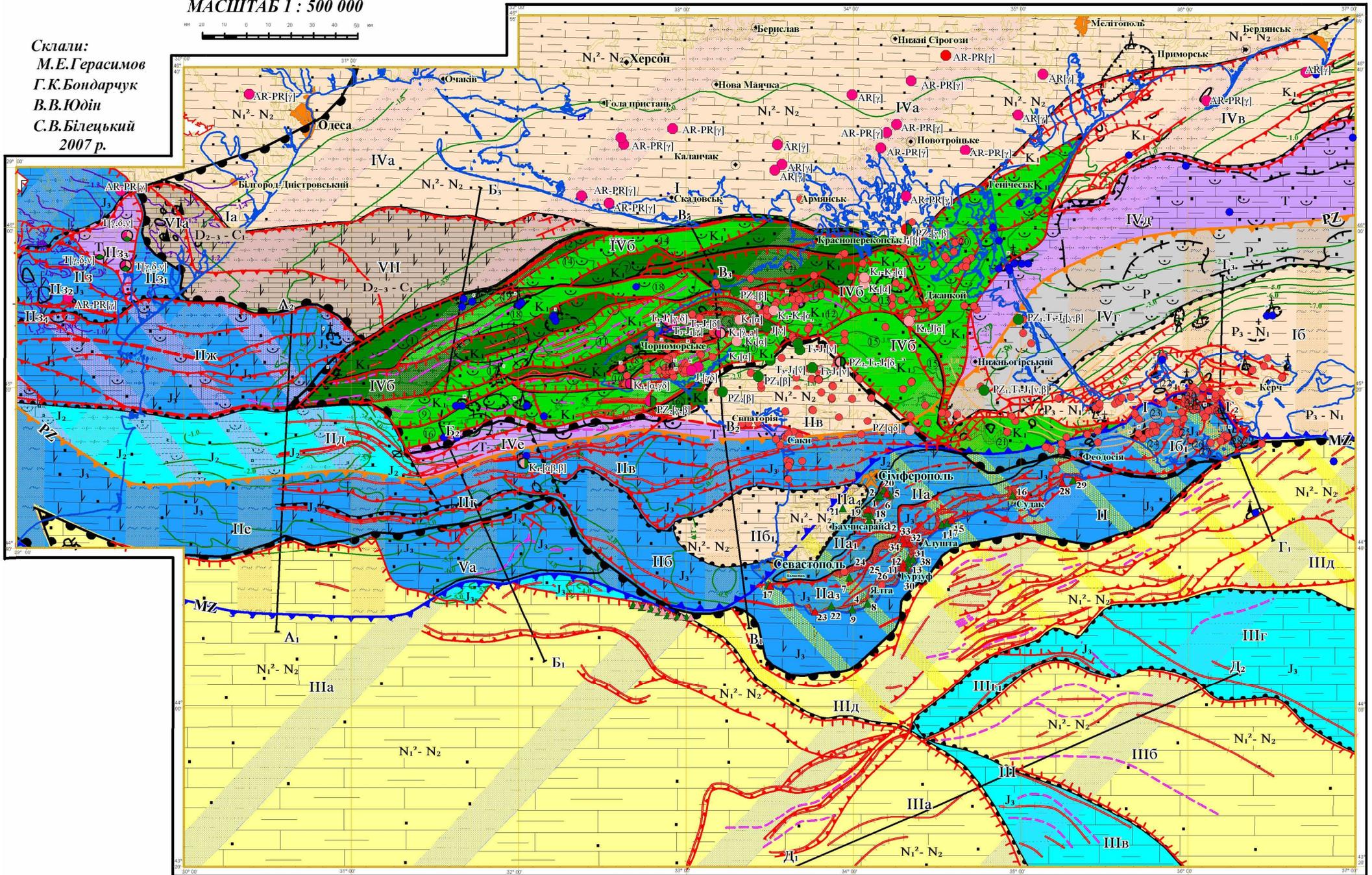
Поскольку Предгорная сutura была первой, которую В.В. Юдин [11] обосновал на территории Крыма, приводим коротко суть доказательств ее существования. Наиболее изученный участок разрыва расположен на Симферопольском поднятии, где он вскрыт многочисленными скважинами глубинного геологического картирования. Здесь были вскрыты ультраосновные породы, хотя мантия находится здесь на глубине более 40 км, в этой же зоне присутствуют базиты и радиолариты – то есть вся офиолитовая триада, характерная для сатур. Фрагменты серпентинитового меланжа выявлены при драгировании континентального склона юго-западнее г. Севастополя, в скважинах на м. Виноградном и на Симферопольском поднятии. В гальке битакских и байракийских конгломератов, образованных при размытии коллизионных швов, присутствуют также радиолариты, динамометаморфиты и другие образования, характерные для сатур. Офиолиты в глыбах Присутурного меланжа представляют собой фрагменты океанической коры палеоокеана Мезотетис. В современных океанах безкарбонатные радиоларитовые породы образуются только на глубинах воды ниже уровня карбонатной компенсации (4-5 км), где карбонат растворяется из-за большого давления. Подобный ил составляет первый слой океанической коры. Второй слой океанической коры составляют основные эффузивы, а третий – расслоенные габбро, которые подстилаются ультрабазитами верхней мантии [12]. По палеомагнитным данным ширина исчезнувшей части океана между Крымией и Евразией в ранней юре равнялась 1,5-2 тыс. км и за 80 млн. лет сократилась до уровня начала мела. Такое развитие подтверждается изотопным датированием пород и минералов, образованных при конвергенции, а также определением возраста синхронной молассы Битакского краевого прогиба, расположенного в поднадвиговой части.

Южнокрымская сutura средне-верхнеюрского возраста ограничивает с юга Горнокрымский террейн. Наличие этого шва обосновывается присутствием в низах 2-х километрового разреза келловей-кимериджских конгломератов Юго-Восточного Крыма, гальки офиолитов (радиоларитов и базитов). Судя по гравиметрическому полю, сutura расположена вдоль континентального склона Черного моря. Из-за сложности строения наложенных кайнозойских структур и формаций более точное местонахождение шва не определено [9]. Дискуссионным на сегодняшний день остается и направление наклона плоскости разрыва.

Азово-Черноморский регион расположен на территории собственно Лавразии с Украиной (Араттией) и Скифской микроплитой (Скифия), на Крымии, а также Мёзии и Дзирулии (рис. 1а, 1б).

**ТЕКТОНІЧНА КАРТА АЗОВО-ЧОРНОМОРЬСЬКОГО РЕГІОНУ
З ПОЗИЦІЇ ТЕКТОНІКИ ПЛИТ
МАСШТАБ 1 : 500 000**

Склали:
М.Е.Герасимов
Г.К.Бондарчук
В.В.Юдін
С.В.Білецький
2007 р.



У М О В Н І П О З Н А Ч Е Н Н Я :

Структурні елементи :

- PZ Північнопаалеозойська сутура (Дунайсько-Терська)
- MZ Мезозойська сутури (Печенія-Камена і Кримсько-Кавказька)

Сучасні регіональні структури:

I Причорноморський мегапрогин:

- 1а Каркінітсько-Північнокримський прогин
- 1б Індоло-Кубанський прогин
- 1в Приморська монокліналь, Тектонічні блоки (пластини)
 - 22-Казантінський, 23-Приморський, 24-Вулканський,
 - 25-Краснопольський, 26-Марьєвський, 27-Дубровський,
 - 28-Опукський, 29-Кореньківський, 30-Слосарівський,
 - 31-Сомарлінський, 32-Фонтанівський, 33-Ірнотавський.

II Нижньопрутсько-Кримське мегапідняття:

яке включає структури в осадовому чохла мезозою і палеозою:

- IIa Гірськокримська складчато-насувна споруда (ГКСНС) (за В.В. Юдним)
- IIa, Куєстова монокліналь
- IIa, Передгірна структурна зона
- IIa, Гірська структурна зона
- IIa, Бітаський крайовий прогин
- IIб Каміньський блок
- IIб, Альпійський прогин
- IIв Центральнокримське підняття
- IIв Ілчеське (Каламітське) підняття
- IIд Підняття Губкіна
- IIе Крайова ступінь (північна Бортова зона Західно-Чорноморського рифтогенного прогину)
- IIз Пандяльський прогин
- IIж Придунайське підняття
- IIз Болградсько-Лиманське підняття (блоки Албейський Пз, Гривцієвський Пз; Каміньський (Татарбунарський) рифт Пз; Камішинський прогин Пз.)

III Чорноморська мегазанадина:

- IIIa Західночорноморський рифтогенний прогин (ЗЧРП)
- IIIб Східночорноморський рифтогенний прогин (СЧРП)
- IIIв Центральнокримське зашишкове рифтогенне підняття (ЦЧЗРП)
- IIIг Зашишкове рифтогенне підняття Шатського
- IIIз, ПідняттяТетяєва
- IIIд Прикримсько-Кавказька зона складок

IV Структури в осадовому чохла мезозою, які підтегляють Причорноморський мегапрогин:

- IVa Південноукраїнська монокліналь;
- IVб Північнокримський рифт
 - Блоки антитетичного типу: 1-Голіциньський; 2-Тендрівський; 3-Швидівський; 4-Тетянівський; 5-Рівельський; 6-Октябрьський
 - Блоки горстового типу: 7-Каркінітський; 8-Гліницький
 - Блоки гомотетичного типу: 15-Красногвардійський, 16-Південнобортовий, 17-Присовий, 18-Південношвидівський, 19-Південноголліциньський, 21-Белогірський
 - Грабенні: 9-Михайлівський, 10-Тарханкутський; 11-Північнотарханкутський; 12-Серебрянський, 13-Сиваський; 14-Каркінітський, 20-Східносиваський
- IVв Північноозовський прогин
- IVг Середьозовський підняття
- IVд Азовський вал
- IVе Каркінітсько-Сиваський рифт

V Структури в осадовому чохла мезозою, які підтегляють Чорноморську мегазанадину:

- Va Переддзюлійський верхньокресько-нижньокрейдвий крайовий прогин

VI Структури в осадовому чохла палеозою, які підтегляють Причорноморський мегапрогин

- VIa Білоріський блок - фрагмент Придобруджінського перифорного прогину

VII Прогнозуюча зона розвитку карбонатної товщі девону-карбону пасивної окраїни Лаврусії з накладенням Перелсфійським крайовим прогиним

Колізійні шви (сутури) :

Дунайсько-Терська північнопаалеозойська сутура південного падіна

Мезозойські сутури: Печенія-Камена південного падіна і Кримсько-Кавказька північного падіна

Гірсько-Кримська складчато-насувна споруда (ГКСНС) з зонами меланей (за В.В. Юдним)

Родовища

Газові

Нафтові

Інші позначення

Границі тектонічних елементів

Локальні структури

Підкидо-насуви і насуви

Скиди

Осьові зони антиклінальних структур

Осьові зони синклінальних структур

Прогнозуючі контури палеозуланів нижньокрейдового і корського віків

Прогнозуючий контур відсутності нижньокрейдових відкладів на Середьозовському піднятті

Ізогіпси

Ізогіпси

Ізогіпси

Пункти вивчення магматичних комплексів а - в свердловинах, б - в відслоненнях :

Кислі магматичні породи:

λ - ріоліти, τ - дацити, γ - граніти, γδ - гранодіорити

Середні магматичні породи:

α - андезити, αβ - андезито-базальти, δ - діорити, αδ - кварцові діорити, ζ - сієніти

Основні магматичні породи:

β, η - діабазы, спїлїти, β - глабро-діабазы

Відслонення та його номер :

- 1-с Петропавлівка, 2-р. Болрак, 3-с. Дровника, 4-е Українка, 5-с. Лозове, 6-Зміїна балка, 7-с. Соколин, 8-с. Верхній Кастрополь, 9-околиця Ягін, 10-г. Малий Ведмідь, 11-с. Паренїт, 12-с. Лаврове, 13-міс. Пшака, 14-с. Соляннегірське, 15-Струмук, 16-р. Суук-Су, 17-а. Гривцієвський півострів, 18-с. Ріднівка, 19-с. Партизанське, 20-"Вододільне" інтрузивне тіло, 21-Інтрузивний масив Понтоске (с. Севастіянська), 22-р-н с. Форос, 23-околиця с. Опоніве, 24-с. Шаліве, 25-Бенуїкські копальні, 26-Гурурьфське сідло, 27-с. Рыбне, 28-г. Карадаг, 29-г. Татар-Хабурга, 30-г. Аю-Даг, 31-г. Каестель, 32-г. Серує, 33-г. Шарха, 34-Ломоносовський південний масив

Зони складок тангенціального стиснення пліоцен-четвертинного етапу. Прикримсько-Кавказька разом з Гірським Кримом (ГКСНС)

Горстоподібні і антитетичні блоки у зоні задугового рифтогенезу Північнокримського рифту нижньокрейдового віку

Широкі смуги - відображення на карті фрагментів похованих СРК (на просвіт) Свердловини (на морі) :

- на суходолі
- на морі

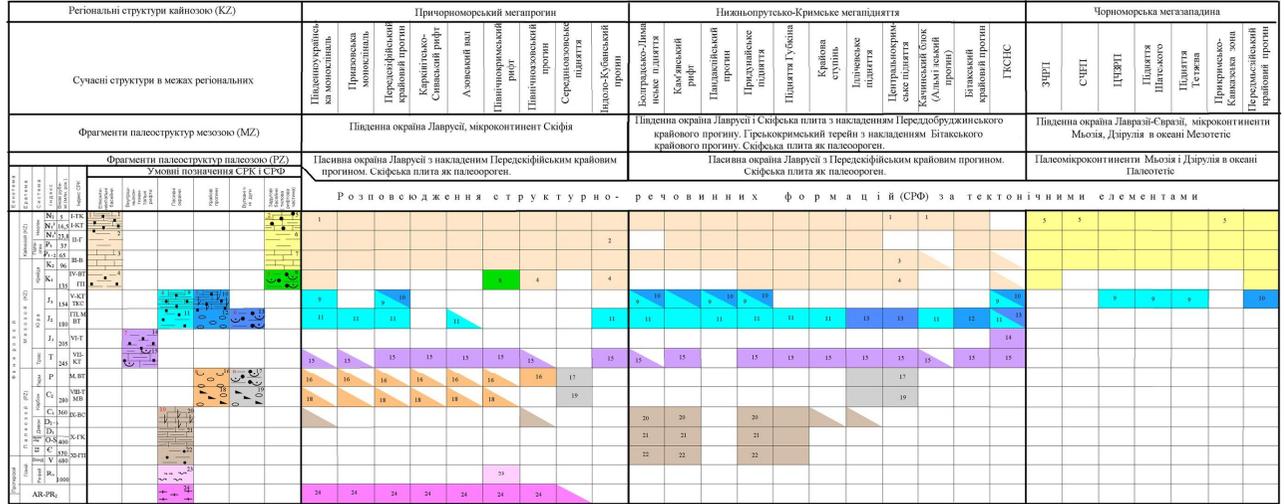
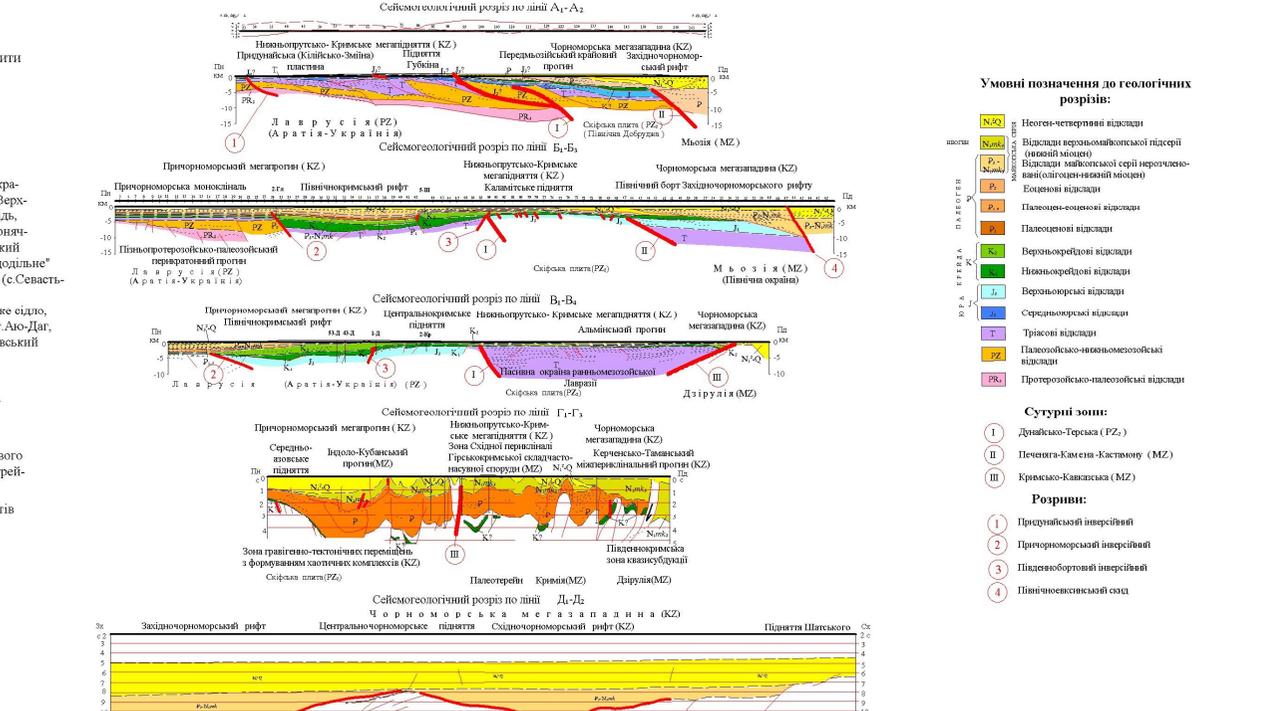


СХЕМА ТЕКТОНІЧНОГО РАЙОНУВАННЯ

- 1 - Епіконтинентальні басейни
- 2,3 - Задугових басейнів
- 4,10 - Пасивних окраїн
- 5,8 - Крайовий прогини
- 7 - Внутрішньоконтинентальних рифтів
- 6,9 - Вулканічних дуг
- 1 - Карбонатно - теригена
- 2 - Гліниста
- 3 - Ванікова
- 4 - Глінисто - піщана
- 5 - Теригено - карбонатна
- 6 - Гліниста
- 7 - Ванікова
- 8 - Вулканогено - теригена
- 9 - Карбонатно - теригена
- 10 - Теригено - карбонатно - сульфатна
- 11 - Глінисто - піщана
- 12 - Моласова
- 13 - Вулканогено - теригена
- 14 - Теригена
- 15 - Теригено - вулканогено - карбонатна
- 16 - Моласова
- 17 - Вулканогено - теригена
- 18,19 - Моласова - вугільна
- 20 - Ваніково - сульфатна
- 21 - Глінисто - карбонатна
- 22 - Глінисто - піщана
- 23 - Сиваська
- 24 - Мілітантова
- Піднятна окраїна палеоміконтиненту Аргатя (Україна) в складі ССП (AR-PR) зі збереженими фрагментами верхньопрутсько-палеозойської пасивної окраїни, Перелсфійського крайового прогину трієс нижньокрейдового і нижньокрейдового віку
- Сківська плита (PZ)
- Зона кмірськийєго колажу палеоміконтинентів і острівних дуг зі збереженими фрагментами пасивних окраїн, крайових прогинів та накладеними рифтогенними прогинами крейдового і кайнозойського віку



- Умовні позначення до геологічних розрізів:**
- N/Q2 - Неоген-четвертинні відслонення
 - P2, P1, P0 - Відслонення верхньопалеозойської підсерії (південні масиви)
 - P3 - Відслонення мезозойської серії нерозчленовані (олігоцен-навий міоцен)
 - P4 - Еоценові відслонення
 - P5 - Палеоцен-еоценові відслонення
 - P6 - Палеоценові відслонення
 - P7 - Веровньокрейдові відслонення
 - P8 - Нижньокрейдові відслонення
 - P9 - Веровньокреські відслонення
 - P10 - Середньокреські відслонення
 - P11 - Тріасові відслонення
 - P12 - Палеозойсько-нивнопаалеозойські відслонення
 - PK - Протерозойсько-палеозойські відслонення
- Сутурні зони:**
- I - Дунайсько-Терська (Pz)
 - II - Печенія-Камена-Кастовою (MZ)
 - III - Кримсько-Кавказька (MZ)
- Розрізи:**
- 1 - Придунайський інверсійний
 - 2 - Південнобортовий інверсійний
 - 3 - Південнобортовий інверсійний
 - 4 - Північнокримський сідд

Палеозойские структуры (PZ)

Тектоническое районирование палеозойского комплекса региона всегда вызывало трудности. Во-первых, они связаны с тем, что древние формации и структуры почти повсеместно похоронены под мощными, до трех и больше км, толщами мезозоя и кайнозоя. Во-вторых, на них в разных местах наложены более поздние этапы дивергенции и конвергенции, которые значительно повлияли на структуру и превращение пород. В-третьих, при создании модели строения биостратиграфические и изотопные определения возраста древних комплексов не всегда однозначны в результате фрагментарности ядерного материала. В-четвертых, о строении фундамента в основном судят по геофизическим полям и материалам сейсморазведки.

Их интерпретация в сложнопостроенных и глубоко погруженных структурах многовариантная. Главная причина противоречивости построений по фундаменту заключается в теоретической основе районирования. Например, трассировка по магнитным и гравитационным полям априори субвертикальных поперечных “глубинных разломов” Украинского щита на юг вплоть до абиссали Черного моря из-за разновозрастных субширотных коллизионных сутур приводит к неразрешенным противоречиям с общей эволюцией региона и с конкретными геологическими фактами. Критический анализ таких “глубинных разломов” на примере Салгир-Октябрьского и других изложен в отдельных публикациях [13]. Существенно разные интерпретации геофизических данных, основанные на разных представлениях, приводят некоторых исследователей к выводу, что 60-летние поиски шовной границы Русской и Скифской платформ вообще не дают убедительных результатов [14].

Однако, с позиций актуалистической геодинамики проблемы границ и районирования полностью разрешимы при условии рассмотрения всего комплекса геологических и геофизических материалов. Основным при этом является анализ литодинамических комплексов с учетом актуалистических аналогов.

Следует отметить, что выделение в Крымско-Черноморском регионе больших палеозойских подразделов (микроплит и террейнов) корректно лишь в палеотектоническом смысле, когда они реально существовали. После субдукции палеоокеанов и коллизии образовывалась более крупная плита. Террейны, входя в состав макроплиты, после прекращения коллизии, теряют свое название. Следующие дивергентные и конвергентные этапы эволюции формировали новые плиты с новыми наименованиями. Поэтому такие палеозойские подразделы как Лавразия, Скифия и Украина (Араттия) понимаются как палеотектонические. В настоящее время они входят в состав единой Евразийской плиты и разделены палеозойскими сутурами. Кроме того, ниже при описании имеются в виду современные стороны света, которые существенно отличаются от древних из-за общего поворота Лавразии по часовой стрелке.

Лавразия

Палеоконтинент Лавразия, называемый еще Лавруссией [16] или Евроамерикой [1], объединял в палеозое современную Северную Америку и Европу. С мезозоя этот мегаконтинент разделен Атлантическим океаном. В результате коллизии в конце палеозоя к южной окраине Лавразии были присоединены микроплиты-террейны Украина (Араттия) и Скифия [13]. Микроконтинент Украина был отделен в девоне зоной дивергенции по Днепровско-Донецкому авлакогену, который открывался на востоке в Палеотетис. После коллизии в позднем палеозое он вошел в состав Лавразии. Северная граница микроконтинента проходит по Донецкой сутуре южного падения. Шов более четко выражен на востоке – в Донбассе и в Кряже Карпинского. На северо-запад он постепенно исчезает в результате уменьшения амплитуды конвергенции.

В пределах рассматриваемого региона на южном краю Лавразии традиционно выделялся Придобруджинский палеозойский прогиб по аналогии с Днестровским перикратонным и Львовским палеозойскими прогибами в пределах Предкарпатья и Вольно-Подоллии. Анализируя накопленную геолого-геофизическую информацию с мобилистских позиций, в последние годы обосновано существование здесь Предскифийского краевого прогиба.

Поскольку эти два тектонических элемента отличаются генетически (первый формировался на дивергентном этапе геодинамической эволюции, а второй – на конвергентном этапе при закрытии океана Палеотетис) и выполнены существенно различными литодинамическими комплексами, то их описание следует привести раздельно.

Придобруджинский перикратонный прогиб (PZ)

Придобруджинский перикратонный прогиб (фрагмент пассивной окраины) выполнен слабодислоцированной толщей вендско-нижнекаменноугольных отложений, залегающих на архейско-протерозойском кристаллическом фундаменте, представленном метаморфизованными докембрийскими образованиями. Они хорошо изучены севернее в пределах Украинского щита. В отложениях венда, кембрия, силура и нижнего девона преобладают терригенные литодинамические комплексы с отдельными карбонатными пачками в отложениях силура. Отложения среднего-верхнего девона и нижнего карбона представлены карбонатными и сульфатно-карбонатными толщами. Их толщины в целом возрастают в южном направлении.

По нашим представлениям, прослеженный по сейсморазведочным данным и подтвержденный глубоким бурением Болградско-Балабановский тектонический разрыв относится к серии бортовых сбросов рифтогенной структуры раннего-среднего палеозоя, являясь северной границей развития указанной сульфатно-карбонатной толщи среднего девона - нижнего карбона толщиной до 2.0-2.2 км. Опираясь на данные по скв. Фурмановской 1 и по о. Змеиному, можно считать, что Придунайская часть территории в раннем палеозое развивалась также в условиях пассивной окраины или северного борта рифтогенного прогиба. В связи с этим самый южный Придунайский район Западного Причерноморья заслуживает большого внимания для более детального изучения его нефтегазоносности, тем более, что тангенциальное сжатие в позднем палеозое, мезозое и даже в кайнозое способствовала формированию складок в этом перспективном комплексе.

Выше залегают литодинамические комплексы карбона, перми и мезо-кайнозоя, образовавшиеся уже в иных геодинамических обстановках. Они должны рассматриваться в границах более молодых наложенных тектонических элементов. Среди них к палеозойским структурам относится Предскифийский краевой прогиб.

Предскифийский краевой прогиб (PZ)

Краевые прогибы (КП) в связи с большой толщиной осадочных образований известны в мире своей значительной нефтегазоносностью. Понимание этого термина трактуется противоречиво. Поэтому, прежде чем перейти к обоснованию собственно Предскифийского краевого прогиба, необходимо остановиться на определении этих нефтегазоносных систем и на критериях их выделения.

В данное время сосуществуют два главных определения КП. В устаревшей трактовке фиксизма – это синклиний на границе платформы и эпигеосинклинального орогена [17]. В современной мобилистской интерпретации, основанной на актуалистической геодинамике, КП – большая вытянутая депрессия, которая обрамляет форланд островной дуги или коллизионного орогена, наполненная орогенными формациями и ограниченная с внутреннего борта соответственно зоной субдукции или сутурой (Толковый словарь ..., 1977).

Древние КП закономерно расположены в лежащих крыльях коллизионных швов и фиксируют последние стадии эволюции пассивных окраин. Обычно они подстилаются предыдущими шельфовыми перикратонными комплексами, а сами наполнены мощными орогенными формациями – флишем, нижней и верхней молассой. Обломки в орогенном комплексе состоят из разных пород, вымытых из палеоостровной дуги и коллизионного орогена. Как правило, они имеют в своем составе гальки офиолитов из сутурной зоны [18]. В результате длительной миграции на кратон возраст орогенных формаций существенно омолаживается вкост простирания прогиба в сторону палеоконтинента. При накатывании, смещаясь, омолаживаются и границы прогибов. Это приводит к значительным трудностям тектонического районирования, особенно при абсолютизации отдельных геодинамических, структурных, геофизических и формационных признаков. Последовательный подвиг пассивной окраины континента в зону конвергенции определяет общую асимметричную форму КП с более прогнутым и сложнодислоцированным внутренним крылом и простым внешним.

Предскифийский краевой прогиб (ПСКП) из геодинамических позиций был намечен в 1992-1993 р.р. при обосновании Северокрымской сутуры позднепалеозойского возраста и южного наклона. Положение коллизионного шва в плане, что определяет размещение прогиба севернее от него, разными авторами понимается не одинаково. Это связано с почти полным перекрытием его мезозойско-кайнозойским чехлом, с противоречивостью интерпретации геофизических материалов и с недостаточным геодинамическим анализом позднепалеозойских формаций. В результате ПСКП на геодинамической основе можно было допускать значительно южнее, вдоль Дунайско-Терской сутуры [10].

С позиций фиксизма и миксизма ПСКП понимался как широкий полихронный краевой прогиб, который включает в себя и другие разновозрастные КП: Преддобруджский и Крыловский (юрские), Каркинитский, Северокрымский и Североазовский (мел-палеоген). Последняя трактовка, как и включение в комплекс КП доорогенных перикратонных формаций шельфа с рифтогенными структурами, не отвечает определению краевых прогибов в старом и современном понимании. Согласившись с этим, мы приходим к путанице в терминологии и к включению всех больших разновозрастных негативных дивергентных и конвергентных структур при формировании цикла Вильсона в понятие КП, что вряд ли целесообразно. Рифтогенез и последующий спрединг формируют две отдельные моноклинальные пассивные окраины, которые не имеют отношения к КП. В таких “прогибах” (например у современных пассивных окраин Атлантического океана) нет ни ядра, ни второго крыла. Настоящий же КП формируется на конвергентном этапе в меру подвига в зону схождения плит пассивной окраины и нагромождения орогенных формаций на вытянутой негативной структуре автохтона. Из-за последовательности аккреции к краю континента при конвергенции разновозрастные краевые прогибы практически не накладываются друг на друга.

В нашем случае на ПСКП наложены не КП, а генетически совсем другие структуры. Первая из них – это меловой Северокрымский рифтогенный прогиб,

генетически связанный с тыловой зоной мезозойской Предгорной сутуры северного падения. Второй негативной структурой является подобная по происхождению полоса опусканий, связанная с тыловой зоной кайнозойской конвергенции. В обоих случаях эти структуры не отвечают определению краевых прогибов.

Правильное представление о расположении ПСКП и о формациях, которые его составляют, важно не только в теоретическом, но и в практическом плане, потому что с ним связан новый потенциально нефтегазоносный комплекс и соответствующий нефтегазоносный район. Главными при их выделении есть реальные формационные и геодинамические признаки, которые обосновывают как ограничивающие Северокрымскую сутуру, так и наполняющие прогиб орогенные формации. Рассмотрим основные геологические данные, которые подтверждают наличие и определяют положение ПСКП.

Северокрымская сутура в Северном Причерноморье впервые приблизительно и без направления падения, была показана как позднепалеозойский шов на Геодинамической карте СССР 1990 г. Следующий прогноз на основании комплекса преимущественно геофизических материалов о положении шва вдоль полуострова Тарханкут, а также представления исследователей, которые интерпретировали сутуры еще южнее, оказались не вполне корректными. Причины тому следующие.

В Равнинном Крыму и в прилегающей акватории глубокими скважинами в фундаменте вскрыты разные позднепалеозойские магматические породы [20,21,22]. Магматизм, в соответствии с основными принципами актуалистической геодинамики, мог формироваться только на активной окраине южнее коллизионного шва. Как известно, краевые прогибы – одни из самых “холодных” зон земной коры, и синхронный магматизм в них отсутствует. Более того, между сутурой (зоной конвергенции) и проявлением активноокраинного магматизма на Земле всегда существует пропуск не менее 100 км (без учета палинспастической реконструкции). При коллизионном сжатии он может существенно уменьшаться. Например, к востоку, на Северном Кавказе, в обнаженной части рассмотренной сутуры прилегающая с севера моласса КП надвиганиями сближена с выходами каменноугольных гранитов и гранодиоритов до 10-20 км. Аналогичная ситуация местами определяется и на Урале – возрастном аналоге ПСКП.

Вторым важнейшим критерием, определяющим место ПСКП, есть положение и состав наполняющих его орогенных формаций. На западе региона расположен относительно хорошо разбуренный Придобруджский прогиб [21]. Он подстилается перикратонным шельфовым пассивноокраинным теригенно-карбонатным комплексом венд-раннего карбона. Сам прогиб наполнен орогенными формациями. Среди них можно выделить флишоидную и нижнемолассовую формации раннего-среднего карбона. Они сложены алевролитами, аргилитами, песчаниками и каменным углем. Выше залегает верхняя моласса верхнекаменноугольно-пермского возраста, состоящая из красно- и сероцветных псефитов. Структуры КП здесь представлены складчато-надвиговыми дислокациями северной вергентности, что синхронно нагромождению орогенного комплекса [23].

Внутренняя структура прогиба асимметрична: пологое северное крыло и более сложное относительно крутое южное. Локальные структуры ПСКП представлены надвигами южного наклона, чешуями и принадвиговыми складками северной вергентности. Они разделены широкими пологими линейными синклиналями и моноклиналями.

Таким образом, впервые можно говорить о существовании Предкифийского краевого прогиба, хотя геолого-геофизических данных для точного ограничения его на севере недостаточно из-за наложения более поздних тектонических структур. Больше

всего оснований для суждения о ПСКП есть в Западном Причерноморье и на западе северо-западного шельфа Черного моря (район Одесского залива и южнее), а в крымском сегменте Лавразии и в Присивашье прямых данных об этой структуре нет из-за наложения Каркинитско-Сивашского триас-нижнеюрского и Северокрымского нижнемелового рифтов.

Прогнозируемое по данным сейсморазведки МОГТ развитие комплекса большой толщины на домеловом уровне разреза на северо-западном шельфе севернее структуры Голицына может оказаться вендско-нижнепалеозойским комплексом пассивной окраины Лавразии. Анализ рисунка сейсмической записи позволяет считать этот вариант более вероятным.

Установленные бурением в пределах Равнинного Крыма (район Центральнокрымского поднятия) аспидные сланцы каменноугольного возраста, которые содержат углистое вещество, по-видимому, нужно скорее относить к пассивной окраине Лавразии, чем к ПСКП. Эти отложения местами пронизаны магматитами основного состава триасового возраста, то есть эти магматиты необходимо относить к этапу раскрытия Каркинитско-Сивашского рифта. В целом, независимо от принадлежности этих отложений к той или иной структуре, они представляют значительный интерес для поиска залежей нефти и газа.

Скифия (островодужный террейн)

С позиций платформно-геосинклинального учения Скифская плита была выделена М.В.Муратовым в 1955 году. Она понималась как отделенный глубинными разломами фрагмент Восточно-Европейской платформы с более мощным осадочным чехлом. В геодинамической интерпретации это островодужный террейн или вытянутый микроконтинент, аккретированный в позднем палеозое к Лавразии после субдукции фрагмента океана Палеотетис. В современном структурном плане террейн перекрыт чехлом мезозойско-кайнозойских отложений, а также водами Черного и Азовского морей. Он ограничен на севере позднепалеозойской Дунайско-Терской и на юге – мезозойской Крымско-Кавказской сутурами.

Внутреннее строение Скифии описывалось достаточно противоречиво из-за разного датирования пород фундамента, вскрытых при бурении. Считалось, что фундамент разнообразен и состоит из складчатых комплексов байкальского, вариссийского и киммерийского возрастов (Тектоническая карта..., 1988). Однако, достаточно убедительных определений комплексов архей-протерозойского возраста нет.

Скважины, пробуренные в Равнинном Крыму, вскрыли разные осадочные, метаморфические и магматические породы палеозоя. Они позволяют выделять здесь литодинамический комплекс активной окраины. В более южной полосе под осадочным чехлом выявлены сероцветные карбонатные и теригенные породы, что свидетельствует о наличии задугового бассейна и об островодужной природе Скифии. Южнее и восточнее, судя по глобальным реконструкциям [16], в это время еще располагался широкий океан Палеотетис. При мезозойской коллизии с Горнокрымским террейном южная окраина Скифии опять была усложнена активноокраинным магматизмом и деформациями, которые еще более усложнили ее внутреннее строение. Поэтому в пределах Скифии встречаются магматические комплексы этапов раскрытия Палеотетиса, потом Мезотетиса и Северокрымского рифта, а также гранитоидный магматизм позднепалеозойского и среднеюрского возрастов.

Мезозойские структуры (MZ)

Закрытием океана Палеотетис, при причленении в позднем карбоне-перми к краю палеозойской Лавразии островодужного террейна (или микроконтинента) Скифия, завершилось формирование единого суперконтинента Лавразия-Евразия как следствие полного цикла Вильсона от раннего палеозоя и по пермский век включительно.

Лавразия – Евразия

По нашим представлениям, уже в триасе начинается новый цикл Вильсона с распада суперконтинента, и, как следствие, с образования континентальных и окраинно-континентальных рифтогенных структур при раскрытии океана Мезотетис.

В рассматриваемом регионе сохранились некоторые из рифтогенных структур, а также фрагменты пассивной окраины и перикратонного прогиба раннемезозойской Лавразии.

На этапе закрытия Мезотетиса, а он продолжается до настоящего времени, происходит формирование Средиземноморско-Гималайского складчатого пояса и раскрытие Атлантического океана, поэтому рассматриваемый регион уже оказывается в составе Евразии.

С этапом закрытия океана Мезотетис, начиная со среднеюрского времени, связано формирование структур типа краевых прогибов перед зонами палеосубдукций и рифтогенных структур задугового спрединга в тылу зон палеосубдукций и коллизий в результате причленения с юга палеомикроконтинентов, палеотеррейнов и островных дуг: Крыма, Дзирулия, Мёзия и др.

Ниже приводится сжатая характеристика структур мезозойского этапа геодинамической эволюции региона (рифтогенных и краевых).

Рифтогенные структуры триас-юрского возраста

По современным геофизическим и геологическим данным уверенно выделяются прогибы, заполненные отложениями триаса и ограниченные бортовыми сбросами листрической кинематики, и, судя по базитовому магматизму, имеют рифтогенную природу. Магматические комплексы этого возраста вскрыты в Западном Причерноморье в скважинах Юбилейная 1, Татарбунарская 1, Глубокинская 2, в структурно-поисковой скважине 340 и др.

К категории рифтогенных прогибов этого возраста следует отнести Татарбунарский (Каменский) в Западном Причерноморье и, очевидно, Каркинитско-Сивашский в Крыму и Северо-Западном шельфе Черного моря. Отдельные фрагменты прогибов этого возраста прогнозируются в Каламитском заливе и в юго-западном Крыму, а также на севере Азовского моря.

Представляется, что на развитие прогибов мезозойского возраста большое влияние имеет расположение зон конвергенции дорифейского возраста, возможно, из-за значительного увеличения толщины земной коры в этих субмеридиональных зонах. Это отображается на степени подвижности разных блоков фундамента. Вследствие этого прогибы рифтогенной природы триаса-нижней юры расположены друг относительно друга кулисообразно. С точки зрения других авторов, кулисообразность обусловлена формированием их в зоне трансконтинентального мегасдвига между Лавразией и Гондваной [8,24], что обусловило раскрытие океана Мезотетис.

Существующие данные позволяют наметить две зоны (группы) прогибов триас-нижней юры в описанном регионе.

Западная группа прогибов прослеживается в Украине от украинско-молдавской границы на западе до юго-западного Крыма. Северной границей служит, возможно, Болградско-Балабановский тектонический разрыв инверсионной кинематики, который восточнее зоны Одесского разлома уверенно не прослеживается. Южным бортовым сбросом этой зоны рифтообразования, возможно, служит тектонический разрыв Лунковица-Консул, прослеженный на территории Румынии между тектоническими зонами Мечин и Тулча. В зоне Тулча скважинами установлены значительные толщины триасовых отложений, которые сопоставляются с данными по территории Украины (скв. Килийская 1, 5, Старо-Трояновская 1, Фурмановская 1, Бурнаска 1 и др.).

Зона Мечин характерна развитием магматических образований разного генезиса и не содержит отложений триаса. При таком понимании границы этой системы прогибов рифтогенной природы можно считать, что в пределах Украины такие достаточно большие тектонические блоки как Гривицейский, Каланчакский, Белолесский и др. являются тектоническими блоками рифтогена, вмещающие разный объем отложений палеозойского возраста. Судя по Старо-Трояновской скважине 1, которая при глубине 5500 м не вышла из отложений триаса, глубина этого прогиба может достигать 6 км.

Установленный сейсморазведочными данными прогиб под Змеиным поднятием на северо-западном шельфе, возможно, является восточным фрагментом Каменского прогиба, а Бурнасский прогиб является самостоятельным, объемлющим северную часть Белолесского антитетического блока. Белолесский блок с запада ограничен Саратовским разрывом амплитудой более 2 км. Судя по данным сейсморазведки, Татарбунарский (Каменский) и Бурнасский прогибы следует рассматривать как самостоятельные элементы единой зоны рифтообразования. Рядом с тектоническими блоками, такими как Белолесский, Каланчакский, Гривицейский, ограниченными тектоническими разрывами листрической кинематики, в пределах Западной группы прогибов выявлены такие локальные структуры как Измаильская, Кислицкая, Красноармейская, Саратовская, Белолеская и др., а также большое Змеиное поднятие с рядом локальных структур (Безымянная, Одесская и др.).

Юго-Восточным окончанием западной группы прогибов следует считать юго-западный Крым и р-н Каламитского залива, где скважинами Евпаторийская 2 (море) и Николаевская 1 доказан триасовый возраст осадочного чехла домелового возраста. В пределах Равнинного Крыма (скв. Новоселовские, Тарасовские, Крыловские и др.) и на северо-западном шельфе (скв. Голицына 4) домеловые отложения имеют палеозойский возраст. Эта зона разделяет западную и восточную группы прогибов. В тектоническом отношении она представлена Центральнокрымским и Среднеазовским поднятиями.

Восточную группу прогибов триасового возраста следует выделять, начиная с Каркинитского залива, через север Равнинного Крыма. По сумме геофизических данных здесь прогнозируется грабенообразный Каркинитско-Сивашский прогиб, бортовые разрывы которого на ряде участков четко установлены, а разрез по разные стороны таких разрывов подтверждается глубокими скважинами. В частности, в скв. Татьяновской 3 вскрыты аргиллиты карнийского яруса. Вскрытые в скв. Джанкойской 15 магматические породы (интервал 4494-4496 м) имеют абсолютный возраст 190 млн. лет, то есть нижнеюрский. Однако следует подчеркнуть, что петрографический состав этих пород (андезитовые порфириды), возможно, позволяет их отнести уже не к этапу рифтогенеза, а к началу конвергентного этапа с формированием вулканической дуги и рифтогенных структур задугового спрединга.

По сейсморазведочным данным, на поднятых крыльях вдоль бортовых сбросов выделяются клиновидно залегающие толщи триаса или юры, что на ряде участков подтверждается данными скважин (Угольная 8, Фурмановская 1 и др. в Западном Причерноморье, северный край Центральнокрымского поднятия и др.).

Локальные структуры по этим отложениям пока еще не подготовлены. О структуре отложений триаса-нижней юры на украинской части Азовского моря трудно судить, поскольку данных об этом пока недостаточно. Судя по данным бурения, сейсморазведки КМПВ и МОГТ в северной части Арабатской стрелки, здесь эти отложения развиты и относятся к восточной части Каркинитско-Сивашского прогиба.

Если возраст сланцев домеловых отложений в скв. Электроразведочная 1 считать триасовым, то окажется, что Азовский вал - это структура, образованная при тангенциальном сжатии большого прогиба триасового возраста. Аналогичной структурой может оказаться и "вал" Губкина в пределах западной группы прогибов триас-юрского возраста.

Безусловно, в этом разделе должны рассматриваться фрагменты прогибов триасового возраста, сохраненные в зоне сочленения Горнокрымского складчато-надвигового сооружения и Скифской плиты. Сюда можно отнести район Альминского прогиба, развитого в юго-западном Крыму и Каламитском заливе.

Евпаторийская структура значительных размеров в Каламитском заливе развита именно в отложениях триаса.

Рифтогенные структуры мелового возраста

Центральную часть северо-западного шельфа Черного моря и северную часть Крымского полуострова занимает Северокрымский рифтогенный прогиб позднемезозойского возраста, образованный в результате задугового спрединга в тылу подвига Крымии и Дзирулии под Евразию. Размеры прогиба 300x75 км.

Границами рифтового грабена служат бортовые сбросы листрической кинематики. Наиболее крупноамплитудными из них есть Причерноморский на севере и Южнобортовой на юге. В пределах прогиба сейсморазведкой четко картируются блоки, в т.ч. антитетические и гомотетические (синтетические), ограниченные сбросами листрической кинематики.

Некоторые блоки прослеживаются на расстоянии до 100 км. Рифтогенный прогиб выполнен следующими геологическими формациями. В нижней части разреза на территории рифта скважинами вскрываются отложения средней юры и триаса. Это углисто-глинистые сланцы, песчаники и алевролиты с прослойками диабазовых порфиринов и туффитов. Выше залегают субконтинентальные обломочные отложения конусов выноса, дельт и озер апт-неокомского возраста. Эта толща отвечает периоду формирования предрифтового сводового поднятия. Толщина базальной пачки не превышает 300 м.

Начало формирования морского бассейна совпадает со второй половиной аптского века. За период поздний апт-ранний альб здесь образовалась толща темно-серых глин с прослойками и линзами алевролитов, иногда мелкозернистых песчаников и глинистых сидеритов, гравелитов и известняков. Толщина этих образований до 450 м.

С среднеальбским временем совпадает начало быстрого (скачкообразного) опускания. К концу альба здесь образовалось около 2500 м по толщине темноцветных глин с прослойками алевролитов, вулканомиктовых песчаников и других вулканитов. За пределами рифта отложения этого возраста имеют толщину на порядок меньше или отсутствуют вообще. В целом эта толща относится к синрифтовым образованиям.

Выше по разрезу залегают карбонатно-терригенные отложения с редкими прослойками субаэральных вулканитов сеноман-сантонского возраста. Вскрытая толщина отложений составляет около 1800 м. За пределами рифта она на порядок меньше. Эта толща наполняет погруженные участки прогиба, её можно отнести к переходному комплексу.

Заканчивается разрез Северокрымского рифта перекрывающим синеклизным комплексом глинисто-карбонатных отложений кампан – маастрихтского возраста. Среди меловых отложений по региону в целом наиболее распространенными являются именно эти отложения.

Выше залегающие отложения палеогена и неогена отображают как закономерное завершение синеклизного этапа развития Северокрымского рифтогена, так и следствие тектонической ремобилизации региона на этапе формирования Черноморских рифтогенов южнее Северокрымского рифта.

На современном уровне обобщения геолого-геофизических данных собственно грабенообразная рифтогенная структура, ограниченная крупноамплитудными сбросами, на юге и западе начинается юго-восточнее Змеиног поднятия, а на севере и востоке заканчивается южнее г. Джанкой, хотя восточную центриклиналь прогиба с относительно небольшой толщиной меловых отложений можно проследить до района Приазовского газового месторождения.

Хотя раньше считалось, что в отложениях нижнего мела выявлено и подготовлено к бурению значительное количество локальных структур, но после установления факта несоответствия структурных планов отложений палеогена, верхнего и нижнего мела изучение структурного плана нижнего мела является актуальной задачей, поскольку с этим комплексом связаны значительные перспективы региона. Если такие структуры как антитетические блоки формировались на дивергентном этапе раскрытия рифтогена, то локальные асимметричные структуры над краями тектонических блоков формировались на этапе тангенциального сжатия в неоген-четвертичное время. Из-за большой роли субпослойных (флэтов) и секущих (рэмпы) разрывов в формировании таких складок структурные планы по разным комплексам не совпадают.

В настоящее время к достоверно установленным структурам в отложениях верхнего мела следует отнести Октябрьскую, Западно-Октябрьскую, Родниковскую, Меловую и др. вдоль Южнобортового палеосброса, хотя внутреннее строение меловых отложений остается до сих пор достоверно неизученным.

Ряд структур приурочен к палеовулканам как в отложениях нижнего мела, так и в перекрывающих их отложениях верхнего мела, но перспективы этих структур до настоящего времени не ясны. К ним относятся Первомайская, Соколинская, Правдинская, Алексеевская, Масловская и др. структуры в Равнинном Крыму и ряд структур на северо-западном шельфе Черного моря (Архангельского, Шмидта, Межводненская и др.).

Североазовский прогиб

Представления о сочленении Северокрымского прогиба с Североазовским были неоднозначными, поскольку не было информативного сейсмического профиля по северной части Арабатской стрелки, а данные по Азовскому морю и Равнинному Крыму невозможно было увязать из-за наличия Восточных Сивашей между этими районами. В то же время по данным бурения глубоких скважин в этой зоне (Стрелковые 15, 9 и др., Восточно-Джанкойские 1 и 2, Медведовская 1, Славянские 4 и 5 и др.) следовал вывод о сокращении толщины отложений нижнего мела и низов верхнего мела в восточном направлении, где они уже отличались от синрифтовых отложений альбского яруса по литологическому составу и толщинам.

Выполненные в последние годы сейсморазведочные профили МОГТ между скважинами Стрелковая 6 и Геническая 10, от скв. Геническая 10 к Приазовскому газовому месторождению с учетом результатов обобщений украинских и краснодарских геологов дают основание считать, что Северокрымский и Североазовский прогибы сочленяются кулисообразно в северо-западной части Азовского моря. Разделяющим их тектоническим элементом является дорифейская Орехово-Павлоградская коллизионная зона, прослеженная от южного края ДДВ на севере к зоне позднепалеозойской Дунайско-Терской (Северокрымской) сутуры. К этой зоне в районе Генического залива и Утлюкского лимана приурочена группа положительных структур Обиточная 1, Обиточная 2 и др., которые тектонически приурочены к горстообразному блоку домеловых отложений, подобно Каркинитскому блоку на северо-западном шельфе Черного моря. Этот блок следует назвать Обиточным.

Судя по сейсморазведочным данным МОГТ и результатам геолого-геофизических обобщений, Обиточный блок ограничен с юга листричным сбросом южного падения, который, по-видимому, является одним из бортовых сбросов Североазовского прогиба. Главным северным сбросом, по-видимому, есть Большой Бердянский разрыв, генетический аналог Причерноморского разрыва Северокрымского прогиба, прослеженного севернее поднятия Голицына и южнее Балашовского блока. На региональном сейсмическом профиле «Добре-2» через Приазовский массив этот тектонический разрыв выделен в Приазовье как ярко выраженный палеосброс с южным падением плоскости сместителя. Южная граница Североазовского прогиба проводится по Главному Азовскому надвигу, по которому, возможно, южная часть Североазовского прогиба перекрыта дислоцированными отложениями Азовского вала домелового возраста.

Отличительной особенностью восточной центриклинали Северокрымского прогиба есть то, что она практически не содержит локальных структур. В то же время Североазовский прогиб насыщен группой четко выраженных асимметричных структур северной вергентности и ограниченных с севера крутопадающими на юг взбросо-надвигами (структуры Белосарайская, Ударная, Олимпийская, Матросская и др.). Эти локальные структуры, возможно, приурочены к палеоблокам северного борта Североазовского прогиба и ограничены палеосбросами листрической кинематики. На этапе общего тангенциального сжатия сформировались асимметричные локальные структуры, по фундаменту образовалось обратноступенчатое строение, палеосбросы превратились в инверсионные взбросо-надвиги.

Исходя из магматизма аптского возраста в северо-западном Предкавказье, а это установлено в скважинах на месторождениях Каневско-Березанского вала, возраст Североазовского прогиба может быть более древним, чем Северокрымского. Он, по-видимому, развит на северо-западном окончании зоны прогибов, к которой приурочен Восточно-Кубанский прогиб юрского заложения, продолжением его на запад является Ириклинский прогиб. Судя по данным сейсморазведки МОГТ по северу Азовского моря и по Северо-Западному Предкавказью, в зоне Североазовского прогиба в эоцен-олигоценное время возникла ремобилизация процессов растягивания и прогибания, по времени синхронная с раскрытием черноморских рифтогенов аналогично тому, как это было в Каркинитско-Северокрымском и Индоло-Кубанском кайнозойских прогибах. В результате действия региональных напряжений тангенциального сжатия возникла миграция зон прогибания на север относительно осевых частей прогибов мелового возраста. Одной из причин несовпадения (смещения) осей Северокрымского (K_1) и Каркинитско-Северокрымского (KZ) прогибов, особенно в Присивашье и Каркинитском заливе, есть именно она.

Предмезийский (Предобруджинский) краевой прогиб

Южной границей Предмезийского краевого прогиба служит мезозойская сутура Печеняга-Камена южного падения. В пределах прогиба отложения средней юры залегают на размытой поверхности более древних образований и имеют очень небольшие толщины. В отложениях келловей-оксфордского возраста развиты пласты шельфовых известняков, отложенных еще в условиях пассивной окраины.

Осадочный комплекс краевого прогиба представлен отложениями кимеридж-титона с весьма пестрым литологическим составом, который включает грубообломочные пестроцветы, сульфато-галогенные образования и карбонаты.

Выявленные и подготовленные к бурению локальные структуры такие как Измаильская и Кислицкая следует отнести к этому прогибу.

По данным морских сейсморазведочных работ можно прогнозировать развитие краевого прогиба в районе западнее г. Севастополя по сохраненным фрагментам комплексов домелового возраста на северном борту Западно-Черноморского прогиба.

Среднеазовское поднятие

Общепринято, что северной границей Среднеазовского поднятия является Главный Азовский надвиг, а южная граница проходит в пределах Индоло-Кубанского прогиба кайнозойского возраста.

По нашим представлениям, существование Среднеазовского поднятия как самостоятельной тектонической единицы обусловлено положением палеомикроконтинента Скифия, ограниченного с севера Дунайско-Терской позднепалеозойской сутурой южного падения, а с юга Крымско-Кавказской мезозойской сутурой северного падения. Такая тектоническая структура между двумя встречно падающими сутурами оказалась дважды фрагментом активной окраины: вначале - северной окраины Скифии, и в мезозое - южной окраины Евразии. В связи с этим эта зона насыщена магматитами разного генезиса и возраста, которые обуславливают субширотную зональность аномалий потенциальных полей (гравитационного и магнитного).

На севере к собственно Среднеазовскому поднятию причленяется Азовский вал, который является, в нашем понимании, складчатой структурой и образован в результате тангенциального сжатия прогиба триасового возраста. Именно поэтому в современном структурном плане северная граница определяется не положением позднепалеозойской сутуры, а Главным Азовским надвигом.

На кайнозойском этапе развития на южную окраину Среднеазовского поднятия наложился Индоло-Кубанский прогиб.

Юго-западную периклиналию Среднеазовского поднятия следует проводить западнее скважин Найденовская 1 и Мельничная 1, где по данным сейсморазведки МОГТ она прослеживается между Северокрымским и Белогорским (либо Индоло-Кубанским, либо Керченским мезозойским) прогибами.

В меловое время Среднеазовское поднятие находилось в условиях шельфового осадконакопления, а его часть, по-видимому, представляла сушу. Эта суша прекратила существование только в майкопское время.

К Среднеазовскому поднятию приурочен ряд локальных структур, на которых в отложениях майкопской серии и неогена открыты газовые месторождения (Стрелковая, Обручева, Морская-2, Бейсугская и др.).

Описанные выше тектонические элементы расположены в пределах раннемезозойской Лавразии, ограниченной на юге Крымско-Кавказской (Предгорной) сутурой северного падения и сутурой Печеняга-Камена южного падения. Южнее этих структур Евразия, начиная со среднеюрского времени, наращивалась за счет причленения палеомикроконтинентов, островных дуг или палеотеррейнов вплоть до ее южной границы вдоль Загрос-Средиземноморского коллизионного шва северного падения.

Кинематика коллизионных швов обусловлена особенностью строения земной коры, прежде всего ее толщиной, на краю раннемезозойской Лавразии. Они являются следствием субмеридиональной зональности строения земной коры в пределах кратона дорифейской консолидации и сегментации причлененной к краю позднепалеозойской Лавразии палеоостровной дуги – Скифской плиты. Ее сегментами, по нашим представлениям, есть микроконтинент Скифия на востоке, Северная Добруджа на западе и др. По-видимому, в зонах сокращенной толщины переходной коры (ПК) были более благоприятные условия для поддвигания под край Евразии, а в зонах утолщения коры – для надвигания на край палеоконтинента. Толщина земной коры причлененных микроконтинентов или островных дуг играла также важную роль в этих геодинамических процессах.

Современными геолого-геофизическими данными установлено, что причленение Крымии и Дзирулии проходило по схеме поддвигания с образованием краевых прогибов на их северных окраинах, а причленение Мёзии и Родопии проходило путем надвигания на край палеоконтинента с образованием краевых прогибов севернее их.

Поэтому в тылу зон причленения Крымии и Дзирулии, то есть в Крыму и северо-западном шельфе Черного моря, развит магматизм в андезитовой формации, характерной для вулканических дуг, а севернее Мёзийской плиты магматизм, моложе триасового возраста, отсутствует.

Ниже дается сжатая характеристика тектонических элементов, которые расположены полностью или частично уже в Евразии.

Крымия (Горнокрымский террейн)

Первой предпосылкой существования террейна были палеомагнитные исследования 90-х годов прошлого века. Они показали, что горная часть Крыма в ранней юре располагалась в 1,5-2 тыс.км южнее мегаконтинента Лавразии и разделялась широким фрагментом океана Тетис [2]. Это послужило общей основой для выделения террейна как отдельного фрагмента континентальной коры [3]. Согласно основам геодинамики [12,8] древние террейны, ранее окруженные океанической корой, после аккреции должны ограничиваться особым типом структур – коллизионными швами (сутурами). Однако, геологических данных о наличии таких швов вокруг Горного Крыма не было. Поэтому большинство исследователей относилось к палеомагнитным реконструкциям и их последствиям очень скептически. В последние годы пересмотр известных и выявленных новых структурных и формационных данных позволили обосновать сутуры в ограничении Горнокрымского террейна и разработать модель его тектонической эволюции [18,25].

Предгорная сутура, как коллизионный шов северного наклона, была выделена и обоснована по комплексу структурно-формационных, геодинамических и геофизических

критериев в 1992 году [18,5]. Раньше в полосе вдоль сутуры выделялись субвертикальные глубинные разломы. Разные авторы называли их Крымско-Кавказским, Симферопольским, Бахчисарайским, Северокрымским, Северо-Битакским и др., с некоторой разницей в местонахождении в пределах субширотной полосы.

Глубинный разлом понимался как сброс или взброс с южным или наоборот северным падением плоскости смещения, что вносило путаницу в понимание разрыва и его названия.

Выделение Предгорной сутуры проводилось по совсем другим, чем раньше, критериям. Главные из них следующие: 1 - наличие в сместителе фрагментов офиолитов – остатков океанической коры (глыб ультрабазитов, базитов и радиоляритов в выявленном тогда же присутурном меланже); 2 - присутствие в прилегающем автохтоне молассс Битакского краевого прогиба; 3 - развитие в зоне и близлежащих районах пологих надвигов и интенсивных принадвиговых складок южной вергентности с детальным их изучением; 4 - сопоставление возраста сутуры с данными палеомагнитных исследований, которые свидетельствуют об огромном смещении крыльев разрыва в юре-раннем мелу, при субдукции фрагмента океана Тетис; 5 - наличие активнокрайного магматизма (J_3-K_1) в всячем крыле разрыва, а не в самом сместителе, как в случае “глубинного разлома”, но в соответствии с принципами геодинамики – в 80-100 км от сутуры севернее, в Равнинном Крыму и акватории; 6 - учтена аналогичная по возрасту и наклону на север мезозойская зона конвергенции, простирающаяся в настоящее время в виде гигантской сутуры на Кавказ, Копет-Даг, южный Памир и дальше в соответствии с глобальной геодинамикой Тетиса [1]; 7 - наличие в зоне сместителя метаморфизма пород, обычно высокобаричного и низкотемпературного типа; 8 - шов прослежен по расположению литодинамических комплексов, изученных как непосредственно, так и по материалам бурения, драгирования в акватории Черного моря, по анализу геофизических полей, по данным сейсморазведки ГСЗ, КМПВ и в последние годы МОГТ, которые подтвердили покатый северный наклон сутуры.

Южнокрымская сутура в ограничении Крымии менее обоснована по расположению из-за наложенных неоген-четвертичных конвергентных дислокаций и позднемелового-палеогенового рифтинга, который раскрыл Черноморскую впадину. В период формирования сутуры, в мезозое, этой впадины еще не было. Южнее современного Горного Крыма располагались зоны конвергенции, которые стали теперь сутурами Малой Азии. Они имели северное падение, обуславливающее среднеюрский островодужный магматизм Горного Крыма (Карадаг, Аюдаг, Кагель и др.).

Однако, на юге и востоке Горного Крыма развита мощная моласса явного южного сноса, которая быстро выклинивается на север. Она развита под г. Демерджи, на г. Меганом и в других районах. Возраст конгломератов келловей-кимериджский, более молодой, чем островодужные магматиты байос-бата. В гальке демерджийских конгломератов присутствуют породы офиолитовой ассоциации (радиоляриты и базиты). Это свидетельствует о размыве расположенной южнее сутуры, названной Южнокрымской [26]. Ее точное положение в акватории Черного моря однозначно не определено. Исходя из состава гальки, резкого выклинивания молассы на север, а также отсутствия в Предгорном Крыму явного верхнеюрского магматизма, сутура имеет четкое северное падение.

Поскольку геофизические методы не позволяют однозначно определить положение разрыва в плане, можно думать, что сутура проходит вдоль бровки континентального склона и почти не проявляется унаследованными подвижками. Связь ее с сутурой Печеняга-Камена-Кастамону южного наклона представляется возможной, но проблематичной из-за отсутствия или очень малой толщины демерджийских

конгломератов в Алуштинско-Батилиманском районе Южного Крыма, где их должно быть больше, чем на востоке. Допуская, что Южнокрымская сутура имеет северное падение [10], можно было бы интерпретировать демерджийские конгломераты как тыловую молассу. Но тогда в Предгорном Крыму должен существовать островодужный магматизм позднеюрского возраста, а в породах Южного берега Крыма – метаморфические комплексы, которых нет.

Таким образом, Горнокрымский террейн с севера ограничен Предгорной сутурой северного падения, с юга – Южнокрымской, а на востоке их схождением. Его внутреннее строение и история развития отображены в работах [13,24].

Битакский краевой прогиб

Битакский прогиб, выполненный смятыми конгломератами и песчаниками, известен давно [20], но не рассматривался в качестве краевого. Ранее его породы считались раннепермскими или триасовыми, потом среднеюрскими (байос-бат). Источником обломочного материала считается “мезотаврийская гряда”, расположенная на юг. После находок ааленской фауны возраст конгломератов уточнился как ранне-среднеюрский, а основной снос считается северным. Мысль о том, что “На начало поздней юры... Битакский прогиб полностью замкнулся...” [20] оказалась ошибочной. В гальке верхов битакских конгломератов выявлены радиоляриты [26]. Возраст радиолярий определен как верхнеюрский, что позволило датировать всю толщу в диапазоне от ранней до поздней юры включительно.

Поскольку накопление битакской молассы происходило на автохтонной части Палеокрымского орогена, ограниченного Предгорной сутурой, прогиб получил название “краевой” согласно с существующими критериями выделения. Толщина молассы в нем составляет 2-5 км. Битакский краевой прогиб почти полностью перекрыт слабодислоцированными отложениями мела и кайнозоя, поэтому о его геологическом строении можно судить по участкам, где эти отложения размыты, и по геофизическим данным. Наиболее представительным является участок к юго-востоку от г. Симферополя по р. Салгир и Малый Салгир, где обнажены песчаники и конгломераты Битакской свиты. Севернее эти породы вскрыты мелкими скважинами под мел-неогеновой толщей Симферопольского поднятия. Восточнее по простиранию прогиб прослеживается по редким сейсморазведочным профилям. На западе к молассе можно отнести грубообломочную толщу, локально обнаженную в г. Балаклаве. Породы краевого прогиба расположены полосой вдоль южного обрамления Предгорной сутуры в пределах Предгорного Крыма. По-видимому, они продолжаются и к востоку, где перекрыты мощным комплексом мела-кайнозоя на Керченском полуострове.

Юго-западнее, по данным сейсморазведки, под Гераклеийским полуостровом и прилегающей акваторией, в зоне прогиба выделяется большая Гераклийская антиклиналь, также частично перекрытая присутурным меланжем.

Таким образом, Битакский краевой прогиб аален-позднеюрского возраста расположен в автохтонной части Предгорной сутуры Крыма. Он сложно дислоцирован почти до полного “выворачивания” первоначальной синклинали в большие привзбросовые антиклинали, перспективные на поиски углеводородов.

Дзирулия (микроплита)

По нашим представлениям, границы микроплиты определяются на севере по Крымско-Кавказской сутуре против Большого Кавказа, по Южнокрымской сутуре против Горного Крыма, на западе по восточной окраине Центрально-Черноморского поднятия, а на юге по Интра-Понтидской сутуре на территории Турции. Поскольку на севере

Дзирулия поддвигается под край Евразии, то задуговой магматизм апт-сеноманского возраста развит в Северо-западном Предкавказье, а в Равнинном Крыму и северо-западном шельфе Черного моря он имеет альб-сеноманский возраст.

На южную окраину Дзирулии наложена Аджаро-Триалетская вулканическая дуга кайнозойского возраста.

Исходя из кинематики причленения Дзирулии к краю Евразии и упомянутого выше магматизма, на северной окраине Дзирулии, по-видимому, был развит краевой прогиб мезозойского возраста, но под мощным чехлом кайнозойских отложений Черноморской мегавпадины его выделить почти невозможно, хотя карбонатный флиш верхнемелового-палеоценового возраста в районе г.Новороссийска, по-видимому, относится к этому прогибу (Предкавказскому или Предкрымско-Кавказскому). Конгломераты палеоцена в Горностаевской зоне Керченского полуострова, возможно, также относятся к этому прогибу.

Всеми исследователями допускается, что мезозойский осадочный чехол Дзирулии содержит отложения юрского и мелового возраста, притом в отложениях юры прогнозируются зоны развития барьерных рифов, в том числе на северном склоне поднятия Шатского.

В поздне меловое время зона палеомикроконтинента развивалась в режиме предрифтового сводового поднятия, а в кайнозое – в режиме рифтообразования и быстрого погружения.

Мёзия (микроплита)

По нашим представлениям, границы микроплиты определяются на севере мезозойской сутурой Печеняга-Камена южного падения, юго-восточное продолжение которой следует выделять по восточной окраине Центрально-Черноморского поднятия и зоны массива Кастамону в Турции. Наличие сутуры северного падения в зоне Кастамону обосновано турецкими геологами. С юго-востока палеомикроплита Мёзия ограничена Интра-Понтидской сутурой северного падения, а на юге граничит с Родопским палеомикроконтинентом по Балканской сутуре южного падения. В соответствии с указанной кинематикой коллизионных швов (сутур) к северной окраине микроплиты приурочен Центрально-Добружинский ороген, а на южную окраину наложен Предбалканский краевой прогиб. На территории Украины прослеживается часть краевого прогиба перед складчатым сооружением Центральной Добруджи.

В пределах суши на территории Болгарии и Румынии осадочный чехол Мёзии представлен отложениями палеозоя, мезозоя, кайнозоя и сопоставляется с осадочным чехлом южной окраины Восточно-Европейской платформы в Западном Причерноморье.

Надвигание микроконтинента Мёзия на край Евразии должно было обусловить развитие процессов задугового спрединга в тылу зоны субдукции и коллизии Печеняга-Камена, то есть в пределах микроплиты Мёзия. Поэтому в отличие от Восточно-Черноморского рифтогенного прогиба кайнозойского возраста, процессы задугового рифтогенеза в пределах Мёзии могли начаться в поздней юре-нижнем мелу, аналогично задуговому рифтогенезу в Северо-Западном Предкавказье и в Крыму.

Поэтому, хотя в кайнозое Восточно-Черноморский и Западно-Черноморский прогибы развивались по подобным сценариям, поздне мезозойская история их геодинамической эволюции была различной.

Кайнозойские структуры (KZ)

В начале кайнозоя в зоне океана Тетис происходит значительное сокращение океанского пространства. В тылу Аджаро-Триалетской дуги в результате задугового спрединга раскрылись глубоководные котловины Черного моря. В результате сближения Африки и Аравии с Евразией в западной части Тетиса и Индостанского субконтинента с Евразией в восточной части происходит закрытие океана. После этого началось поглощение океанической коры задуговых бассейнов – Большекавказского и Черноморского [1].

В результате этих примечательных событий на территории региона образуются Причерноморский мегапрогиб, Придунайско-Крымское мегаподнятия и Черноморская мегавпадина, характеристика которых приводится ниже.

Евразия

В кайнозое, в результате присоединения с юга еще в мезозойскую эпоху целого ряда палеомикроконтинентов, граница Евразии отодвинулась далеко на юг, к Загрос-Средиземноморской сутуре. И, таким образом, Азово-Черноморский регион стал внутренней частью Евразийского континента. В этом регионе нами выделены три современные региональные структуры: ПМП, ПКМП, ЧМВ.

Причерноморский мегапрогиб (ПМП)

Впервые эта структура под названием “Причерноморская впадина” была выделена А.Д.Архангельским [27] как периферическая часть Альпийской складчатой области. Позже М.В.Муратов и др. [28] отнесли ее к краевой зоне Восточно-Европейской платформы.

В современном структурном плане Причерноморский мегапрогиб представляет собой субширотную структуру, наложенную на разновозрастные тектонические элементы. На севере это Причерноморская моноклираль и Предскифийский краевой прогиб, на юго-западе – Северокрымский рифтогенный прогиб, на востоке – Североазовский прогиб, Среднеазовское поднятие и Индоло-Кубанский прогиб.

Выполнен мегапрогиб мощной толщей (до 4,5 км) морских мезозой-кайнозойских отложений. Это карбонаты кампанского и маастрихтского ярусов верхнего мела, карбонатно-терригенные отложения палеогена, неогена и квартера.

Северный борт мегапрогиба весьма пологий, все его составляющие постепенно воздымаются на север. Выклинивание кайнозойских отложений определяет северную границу мегапрогиба. В целом северный борт представляет собой широкую моноклираль, известную в литературе как “Южноукраинская“. На юге моноклираль ограничивается Голицынским тектоническим разрывом (инверсионным взбросом). В приазовской части моноклираль, по сравнению с причерноморской зоной, имеет меньшую ширину и значительно меньшую толщину кайнозойских отложений. По всей длине моноклираль не нарушена крупноамплитудными дизъюнктивами, и на ней практически отсутствуют пликвативные дислокации. В направлении с севера на юг первые косые складки появляются в зоне Голицынского инверсионного взброса. В связи с тем, что плоскость взброса в приповерхностной части разреза имеет субвертикальный (рэмповый) наклон, а на уровне подошвы верхнего мела переходит в субслоистый (флэтовый) срыв, почти все кайнозойские локальные структуры, приуроченные к этому и подобным ему взбросо-надвигам, являются бескорневыми (навешенными).

Голицынский взброс имеет южный наклон плоскости, местонахождение его обусловлено положением наиболее крупноамплитудного палеосброса на северном борту Северокрымского рифта.

Южный борт мегапрогиба наклонен значительно круче, и граница его определяется положением таких структур как Килийско-Змеиное, Каламитское, Центрально-Крымское поднятия, восточное окончание Горнокрымского складчато-надвигового сооружения.

К востоку и западу мегапрогиб простирается далеко за пределы территории Украины. Южный борт имеет более сложное строение. Он нарушен значительным количеством надвигов, которые на западе имеют в основном южный наклон. Исключение составляют ретронадвиги (взбросы), но они – менее протяженные и малоамплитудные. На востоке в пределах суши надвиги преимущественно имеют северный наклон. Локальные структуры здесь в основном южной вергентности, на западе – северной. Большинство складок относится к бескорневому (навешенному) типу. Исключение составляют складки, которые образовались над вулканическими массивами, например, структуры Штилевая, Федоровская и др. В выделенных границах в состав мегапрогиба входит целый ряд структур второго порядка. Среди них Михайловская, Каркинитско-Северокрымская, Североазовская, Индоло-Кубанская впадины и Среднеазовское поднятие.

Михайловская впадина расположена в средней части Северо-западного шельфа Черного моря и, как и все другие структуры, имеет субширотную ориентацию. Она является одной из наиболее глубоких структур – кровля верхнего мела опущена здесь до абсолютных глубин более 4,5 км. Толщина отложений палеогена в центре впадины достигает 2,7 км. На южном борту расположены такие косые складки как Штормовая, Штилевая и Архангельского; на северном – Фланговая, Голицына и Шмидта. Все структуры имеют четкую северную вергентность, но генезис южной и северной групп различный.

Каркинитско – Северокрымская впадина расположена, в основном, в Каркинитском заливе, на северо-восток простирается к озеру Сиваш. Северный борт впадины пологий и быстро переходит в борт Причерноморского мегапрогиба, южный – короткий и крутой. Кровля верхнего мела в наиболее прогнутой части впадины погружена на глубину до 2 тыс. м, толщина отложений палеогена достигает здесь 1700 м.

Североазовская впадина расположена на севере Азовского моря, простираясь к востоку за пределы Украины. В наиболее прогнутой западной части впадины отложения верхнего мела залегают на глубине 1600 м, толщина отложений палеогена здесь достигает 1400 м. Северная граница впадины определяется линией выклинивания отложений палеогена на южном склоне Приазовского массива, южная – положением Главного Азовского надвига. В пределах впадины выделяется целый ряд косых навешенных складок северной вергентности. Некоторые из них имеют значительные размеры: Белосарайская – 70 км², Ударная – 126 км², Олимпийская – 215 км² и др.

Индоло – Кубанская впадина занимает южную часть акватории Азовского моря и северную часть Керченского полуострова. Ее западная центриклиналь расположена в юго-восточной части Равнинного Крыма. Южный борт ее расположен на севере Керченского и Таманского полуостровов. Восточным продолжением ее является Западно-Кубанская впадина.

Ось впадины по отложениям майкопской серии проходит в нескольких км севернее Керченского полуострова, по неогену – на 12 км севернее. Толщина отложений палеогена во впадине достигает 6 км, неогена – 2-3,5 км. На южном борту выявлена целая серия косых складок и инверсионных взбросов субширотного простирания. Структуры в

основном высокоамплитудные, бескорневые, часто диапировые и криптодиапировые. Они принадлежат к тектоническим пластинам (блокам), таким как: Казантипский, Приморский, Вулкановский, Краснопольский, Марьевский, Дубровский, Опукский, Кореньковский, Слюсаревский, Сомарлинский, Фонтановский, Горностаевский. Простираение основных структурно-тектонических элементов субширотное и северо-восточное. Поскольку раньше считалось, что все локальные структуры в Индоло-Кубанской впадине являются сквозными, а это не так, то теперь необходимо провести повторную интерпретацию геолого-геофизических данных, накопленных за все годы изучения региона, с новых позиций актуалистической геодинамики.

Среднеазовское поднятие имеет субширотное простираение, прослеживается через всю центральную часть Азовского моря. Толщина отложений палеогена на поднятии от 140 до 500 м. Кровля триас-юрских отложений погружена на глубину 500-1000 м. Непосредственно на них залегают отложения майкопской серии. Породы эоцена, палеоцена и мела имеют спорадическое распространение.

На поднятии выделяется 3 субширотные линии локальных складок: северная (структуры Обручева, Морская-1, Морская-2, Небольшая), средняя (Электроразведочная, Центральная, Безымянная) и южная (Октябрьская, Железинская и др.)

Придунайско-Крымское мегаподняtie (ПКМП)

На докайнозойском уровне, как показано выше, мегаподняtie имеет очень сложное строение. В его состав на этом уровне входят: на западе фрагменты палеозойской пассивной окраины, рифтогенные грабены триас-юрского возраста и их остаточные поднятия (Гривицейский блок и др.), крупные надвиговые пластины (например Придунайская или Змеиная и др.), фрагменты активных окраин позднепалеозойского и мезозойского этапов конвергенции (Ильчевское, Каламитское поднятия и др.). На востоке сюда относятся Центрально-Крымское поднятие и Горнокрымское складчато-надвиговое сооружение.

На большинстве этих тектонических элементов отложения палеогена имеют незначительную толщину (до 200 м) или отсутствуют вообще. Отложения неогена и квартера отсутствуют только на Горнокрымском складчато-надвиговом сооружении. На других поднятиях они присутствуют в небольших толщинах. Границы мегаподнятия на уровне мезозойских отложений проводятся по тектоническим нарушениям, которым в кайнозойских отложениях в ряде случаев соответствуют незначительные флексурные изгибы.

Горнокрымское складчато-надвиговое сооружение (ГКСНС)

В представлениях о строении Горного Крыма существуют две концепции – фиксистская и мобилистская. Согласно фиксистской главными элементами считаются крутопадающие разломы разной ориентации, которые сформировались вертикальными движениями блоков [20, 29]. Это отображено на всех изданных геологических картах Крыма, которые очень противоречивы в отображении прямолинейных разломов. Такие разрывы не позволяют привести интенсивно смятые породы в доскладчатое положение; это является признаком геометрической невероятности моделей.

Мобилистская концепция первоначально наметилась задолго до фиксистской в 30-40-х годах прошлого века с выделением надвигов (А.С.Моисеев, К.К.Фохт, Г.О. Лычагин и др.), но была незаслуженно забыта на 40 лет. Основоположником структурного

мобилизма последних лет в Крыму стал Ю.В.Казанцев [30]. Он и ряд других исследователей представляли Горный Крым в виде серии тектонических пластин, надвинутых на север при мощном горизонтальном сжатии коры. Вторая группа исследователей впоследствии установила противоположное, южное, смещение аллохтонов и южную вергентность принадвиговых складок [24].

Преыдушие взгляды на строение Горного Крыма основывались на устаревших учениях о геосинклиналях, глубинных разломах, глобальных циклах и фазах складчатости, на закономерной сетке планетарных разломов и др. Подавляющее большинство ранее выделенных структур не отвечало определениям или отображало перекрученные понятия старых научных учений. Пример тому – выделение разнопорядковых антиклинорий и синклинорий, сводов, антиклиналей и синклиналей, в которых при проверках не оказалось таких обязательных элементов как второе крыло и ядро.

В последние годы создана принципиально новая модель строения Горного Крыма на основе геодинамики [11,31]. В ее основе – выделение сутур, меланжей, олистостром, расшифровка сложных складчато-надвиговых структур, флэтов и др., описанных в многочисленных публикациях и отчетах.

Горнокрымское складчато-надвижное сооружение является составной частью Альпийско-Гималайско-Индонезийского пояса. На севере граница области со Скифской плитой проходит по Предгорной сутуре, на юге – по Южнобережному надвику с одноименным меланжем.

Детальное изучение разнопорядковых структур Горного Крыма позволило выделить совсем другие, чем раньше, тектонические подразделы. Наиболее вероятной структурой второго порядка является полоса слабодислоцированных толщ мела-кайнозоя, названная Куэстовой моноклиной. Считать ее северным крылом Горнокрымского “мегаантиклинория” нельзя из-за отсутствия в нем свода и южного крыла. Моноклинал расположена в пределах Второй и Третьей гряд гор и, по-видимому, сформирована послойными срывами в основе гряд. Об этом свидетельствуют мелкие принадвиговые дислокации, очаги землетрясений и другие данные.

Горная структурная зона имеет еще более сложное строение, в результате чего здесь выделяются лишь две подзоны – Алуштинская и Меганомская. Специфика Меганомской подзоны заключается в распространении в ней мощных верхнеюрских конгломератов, вулканического комплекса Кара-Дага и др. В результате значительной жесткости толщ здесь развиты более крупные складки и чешуи с меньшим распространением меланжей и олистостром. В Алуштинской подзоне, наряду с хаотическими комплексами, развиты изоклиальные лежащие и ныряющие складки преимущественно южной вергентности, сжатые в 2-7 раз, и многочисленные надвижки в основном северного падения. Шарниры складок полого ундулируют, что свидетельствует о малой роли сдвиговой составляющей в надвигах.

На востоке Горная структурная зона переходит в Южнокерченскую. В последней также развиты пологие надвижки северного наклона, но кайнозойские отложения, которые выходят на поверхность, относительно слабо дислоцированы. Это связано с широким распространением послойных срывов, формирующих не менее сжатую, но внешне простую серию пакетов надвиговых пластин – дуплексов. Достаточно напомнить разрез скв. Зап.-Фонтановской-3, где при относительно пологом залегании пород трижды встречены толщи позднего мела, чтобы представить степень сжатия структур на глубине. Палинспастическая реконструкция обнаружила здесь тектоническое сокращение палеозоны осадконакопления в кайнозой даже больше, чем в Горной структурной зоне. Отсутствие здесь горного рельефа объясняется малой литификацией и большей пластичностью кайнозойских отложений, которые не могут “держат рельеф” и разрушаются денудацией, гравитационным разваливанием и сдвигом.

Кроме нормальных разнопорядковых структур, в Горном Крыму широко развиты хаотические комплексы - эндогенные меланжи и гравигенные олистоостромы. Такие микститы хорошо известны во всем складчато-надвиговом поясе и в его отдельных областях (Альпы, Карпаты, Кавказ, Копет-Даг, Гималаи и др.). Однако, в Крыму микститы пропущены при изучении и геокартировании. Меланжи представляют собой мощные зоны дробления высокоамплитудных надвигов. Они состоят из почти полностью перетертых пород (матрикса) и разных по величине и составу обломков – глыб, которые называются кластолитами.

Надвиги имеют пологое падение. Поэтому в условиях расчлененного горного рельефа меланжи в плане имеют вид извилистых полос. В их границах отсутствуют нормальные складки, чешуи, противоречиво отраженные в предыдущих работах. В последние годы выделены и прослежены 9 региональных и ряд локальных меланжей [94 и др.].

Олистоостромы в отличие от меланжей имеют гравигенную природу. Это комплексы сдвигов, состоящие из массивов – олистолитов и матрикса без признаков эндогенной проработки. Невзирая на очевидность присутствия, олистоостромы в Крыму не картировались и не выделялись. В последние годы здесь обоснованы три олистоостромы и еще две в прилегающей акватории [9 и др.].

Таким образом, Горнокрымское складчато-надвиговое сооружение имеет сложное строение, обусловленное длительной эволюцией причленения Горнокрымского террейна, раскрытием Черного моря и поддвигом под Крым новообразованной субокеанической коры. В итоге сформировались многочисленные надвиги преимущественно северного наклона, интенсивные принадвиговые складки, меланжи и олистоостромы. Предыдущие представления о вертикально-блоковом строении района не подтвердились. Учитывая хорошую обнаженность и доступность горнокрымских объектов, их правильная интерпретация дает ключ к пониманию строения и эволюции прилегающих акваторий и нефтегазоносности ее структур.

Черноморская мегавпадина (ЧМВ)

Черноморская мегавпадина является одной из наиболее глубоких кайнозойских впадин Земли, северная часть которой расположена в пределах Украины.

Борта мегавпадины отмечаются значительной крутизной. Местами они усложнены тектоническими нарушениями как, например, северный континентальный склон вдоль Крымского побережья.

Черноморская мегавпадина в нынешнем виде начала формироваться в начале плиоцена путем объединения отдельных прогибов (Западно- и Восточно-Черноморских, Сорокина и Туапсинского) и разделяющих их поднятий (Андрусова, Архангельского и Шатского). Центр прогиба в плиоценовом и антропогеновом веках совпадал с Западночерноморским прогибом. Общая толщина этих отложений здесь превышает 4 км. На территории Восточночерноморского прогиба их толщина не превышает 1,5 км, на поднятии Шатского – 0,7 км.

В обоих прогибах наблюдается повышенная толщина отложений майкопской серии, которая составляет почти треть всего объема их кайнозойского выполнения. И наоборот, в своде поднятий Андрусова и Шатского они отсутствуют вообще. В прогибе Сорокина и в северной части Западночерноморской впадины отложения майкопской серии смяты в диапировые гряды, от сводов которых воздымаются более мелкие диапировые складки. Протяженность гряд достигает 40-45 км, ширина до 6 км (Р.А. Казанцев и др., 1996). Там, где вторичные диапиры достигают дна, они заканчиваются грязевыми вулканами, которые хорошо выражены в рельефе. Все вулканы по морфологии можно разделить на 4 типа: 1) округлые конические сооружения диаметром

400-700 м, высотой 20-40 м с потоками грязевулканической брекчии; 2) вулканы с кальдерами обрушения; 3) округлые вулканы с плоскими вершинами, крутыми стенками высотой 10-15 м; 4) трещинные излияния с обширными потоками грязевулканической брекчии (Р.А. Казанцев и др., 1996).

Под отложениями майкопской серии в Западнечерноморской и Восточнечерноморской впадинах установлена мощная (3-6 км) толща палеоцен-эоценовых отложений. По временным разрезам в Нижнекамчийском прогибе кровля их стратифицирована с кровлей эоцена по аналогии со скважинами на суше (Д.А. Туголесов и др., 1985).

Западнечерноморская и Восточнечерноморская впадины начали формироваться в промежуток времени от верхнего мела до эоцена. Обе впадины, скорее всего, имеют рифтогенную природу [7].

Западнечерноморская впадина имеет размеры 600x150-300 км. Общая толщина кайнозойского выполнения составляет 13-14 км. В плане впадина имеет очертание вытянутого треугольника, северо-западный угол которого переходит на суше в неглубокий Бабадагский грабен мелового возраста. На юго-западе к прогибу прилегают Нижнекамчийская и Бургасская впадины. На продолжении восточного угла пролегает неглубокий Синопский прогиб.

Есть основания допускать, что днище впадины относительно плоское. На профилях, которые имеют развертку 12 с, горизонт Н (кровля мезозоя) не выявлен. С учетом того, что впадина имеет рифтогенную природу, здесь могут присутствовать разного типа (антитетические, синтетические и др.) блоки. Побочным доказательством этого могут служить высокоамплитудные крупные поднятия на юго-западе впадины – Полшкова и Дружба. В кровле эоцена (горизонт Па) эти поднятия уже не отображаются. В целом кровля эоцена погружается от бортов к середине впадины. С турецкой стороны погружение составляет 10-7 км.

Толщина эоцен-палеоценовых отложений в Западнечерноморской впадине превышает 5 км, в Восточнечерноморской – 2-3 км. Таким образом, опускание в это время было дифференцированным. Центральный сектор Черного моря (поднятие Андрусова) погружением в это время почти не был охвачен. Он разделял Западнечерноморскую и Восточнечерноморскую глубоководные котловины (грабены). Не испытывало погружения и Северочерноморское („вал“ Шатского) поднятие. Накапливались здесь преимущественно относительно грубые терригенные разновидности (главным образом, песчаники) и туфогенный материал.

Как мы уже отмечали выше, наибольшую толщину в регионе отложения майкопской серии имеют в Западнечерноморской впадине, в центре которой толщина их превышает 5 км. Для этого времени характерны тонкие, преимущественно глинистые фации (“прозрачная” сейсмическая запись). Кровля майкопской серии в Западнечерноморской впадине повсеместно полого наклонена от бортов к центру котловины. Перепад высот на севере впадины из-за отмеченного наклона достигает 5 км. Главным действующим механизмом при образовании и после образования этой толщи, очевидно, являлись гравигенные силы. Во-первых, осадки перемещались как вязко-пластичная жидкость и занимали, в первую очередь, пониженные участки уже готового негативного палеорельефа и образовывали горизонтально лежащие слои. Во-вторых, после образования региональных наклонов некомпетентных пород, которыми являются отложения майкопской серии, под действием гравигенных сил образуются многочисленные диапировые структуры, косые складки и пологие взбросы и ретровзбросы. Почти вся территория Западнечерноморской впадины, которая входит в состав Украинской исключительной экономической зоны, покрыта локальными косыми складками, в сводах которых очень часто присутствуют диапировые ядра.

Следует заметить, что в майкопское время в регионе прошли и другие значительные структурные изменения. Впадины, которые только наметились в эоцене (Туапсинская, Сорокина, Индоло-Кубанская) в майкопское время начали интенсивно развиваться в результате задугового спрединга. Во всех этих впадинах накопилось более чем по 5 км отложений майкопской серии. Глубины всех впадин в майкопское время соизмеримые, соотношение их с окружающими поднятиями также подобное.

Поднятия Андрусова и Шатского еще с начала палеоцена отмечались резкими чертами положительных структур, которые разделяли крупные впадины и в течение майкопского времени оставались положительными формами. На сводах этих «валов» отложения майкопской серии отсутствуют; прямо на поверхности мезозоя залегают средне-верхнемиоценовые, а иногда и плиоценовые отложения.

В средне-позднемиоценовое время в мегапрогибах откладывались хорошо выраженные стратифицированные слои, сложенные песчано-глинистыми осадками. На исходе миоцена Черноморский глубоководный прогиб почти полностью был захоронен осадками, нарушенными в результате квазисубдукции [32] процессами складчатости, которые образовали линейные дислокации. Практически все складки, выраженные в разрезе майкопской серии, четко отображаются в его кровле и вышележающих толщах. В той части Западнечерноморской впадины, которая входит в исключительную экономическую зону Украины, выявлены 43 локальные структуры общей площадью 4583 км². Большинство выявленных структур по типу относится к косым складкам и имеет значительную площадь (нередко до 400 км²).

В Восточнечерноморской впадине локальные структуры почти отсутствуют. На поднятиях Шатского и Андрусова установлены 9 локальных структур, которые имеют остаточную рифтогенную природу. Общая площадь их 1850 км². Перспективы нефтегазоносности в них следует связывать, в основном, с отложениями мела и, возможно, юры.

Заканчивается кайнозойский разрез Черноморской мегавпадины отложениями плиоцена и квартера. Нужно отметить, что плиоцен-четвертичный глубоководный бассейн стал вырисовываться как единая структура глубиной 2-3 км. Максимальная толщина плиоценовых отложений (1,2 км) накопилась в центральной части мегапрогиба. В антропогене центр прогиба смещается на северо-запад, где толщина квартера достигает более 3 км. В плиоцене проходит объединение Восточнечерноморской впадины с прогибами Сорокина и Туапсинским. Бортами мегапрогиба становятся южный склон Горного Крыма и юго-западный склон Большого Кавказа.

На современном континентальном склоне верхние горизонты четвертичных отложений залегают согласно с дном моря. На крутых участках склона, сложенных породами акустического фундамента, распространены многочисленные уступы, связанные с разрывными нарушениями, которые имеют свежие стенки. Приведенные данные бесспорно доказывают наличие современного погружения. Образованная таким образом глубоководная котловина только что начала заполняться осадками.

Одновременно в результате квазисубдукции в зоне Южнокрымской сутуры вдоль Южного обрамления Горного Крыма и Большого Кавказа проявляется высокая сейсмичность, формируется Прикрымско-Кавказская складчато-надвиговая структурная зона. Последнюю можно подразделять на Прикрымскую складчато-надвиговую, Шельфовую и Батиальную подзоны, насыщенные значительным количеством локальных складок южной вергентности. С этим же этапом связано образование двух крупных олистостром: Южнокрымской на западе и Южнокерченской на востоке [9,33].

Выводы

1. Закономерности тектонического строения Азово-Черноморского региона обусловлены следствиями дивергентных и конвергентных геодинамических процессов, создавших коллаж палеомикроконтинентов, палеоостровных дуг, палеотеррейнов с сохранившимися фрагментами осадочных комплексов их пассивных окраин от дивергентных этапов, с наложенными на этот коллаж рифтогенными и краевыми прогибами на конвергентных этапах.

2. Накопленная информация о магматических комплексах региона вполне четко коррелируется с этапами геодинамической эволюции, отображая соответствующим петрографическим составом магматических пород этапы формирования рифтогенно-спрединговых прогибов, палеоостровных и вулканических дуг, в т.ч. на активных окраинах сталкивавшихся палеофрагментов земной коры.

3. Формирование крупных осадочных бассейнов с накоплением различных литодинамических комплексов терригенного, сульфатно-карбонатного, карбонатного, пестроцветного и смешанного состава обусловило возможность генерации УВ с аккумуляцией и миграцией их в структурных формах различного типа (от антиклинальных блоков и массивов палеовулканов дивергентных этапов до асимметричных складок тангенциального сжатия конвергентных этапов вплоть до образования глиняных криптодиапировых и диапировых структур с проявлением грязевого вулканизма).

В основу тектонічної карти покладено виділення колізійних швів (сутур) пізньопалеозойського і мезозойського віків. Виділені в регіоні накладені тектонічні структури як Передскіфійський пізньопалеозойський, Передмьозійський (Передобруджинський) і Бітакський мезозойські крайові прогини, Каменський (Татарбунарський), Північнокримський, Індоло-Кубанський, Західно- і Східно-Чорноморський рифтогенні прогини є наслідком різних етапів геодинамічної еволюції. Систематизовано дані про різновікові магматичні комплекси регіону, які добре підтверджують правомірність прийнятої геодинамічної моделі глибинної будови. Головні нафтогазоперспективні структури формувалися при рифтоутворенні і при тангенційному стисненні на різних етапах геодинамічної еволюції.

M.E.Gerasimov, G.K.Bondarchuk, V.V.Yudin, S.V.Beletsky

CE "Southcogeocentre", Geological Interpretation of Drilling well Simferopol

GEODYNAMIC AND TECTONIC DISTRICTS OF THE AZOV- BLACK SEA REGION

Collision Later Paleozoic and Mesozoic sutures are the basis of the tectonical map. Chosen in region tectonical structures, so as Pre-Scythian Later Paleozoic, Pre-Measia (Predobrogea) and Bitak Mesozoic boundary deeps, Kamensky (Tatarbunarsky), Northern Crimea, Indol-Kuban, Western and Eastern Black sea rift-gene deeps, are a corollary of different stages of geodynamic evolution. The data about magmatic complexes of region of different age, which well confirm legitimacy of adopted geodynamic model of a depth structure, were systematized. Main oil-gas-perspective structures were formed at formation of rifts and at tangential compression at different stages of geodynamic evolution.

Список литературы:

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР в двух томах. М., Недра, 1990. 328 и 334 с.
2. 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
3. Тихоненков С.П. Геодинамика и сейсмоструктура Крыма. Тезисы докл. XIV конгр. КБГА. София, 1989. С. 998-1000.
4. Юдин В.В. Конвергентные структуры Азово-Черноморского региона. В сб. Теоретичні та прикладні проблеми нафтогазової геології. Наукове видання в 2-х томах. Київ. ИГН НАНУ, 2000б, т.ІІ с. 98-102.
5. Юдин В.В. Предгорная сутура Крыма // Геологічний журнал. 1995, №3-4. С. 56-61.
6. Герасимов М.Е. «Палеомикроконтинент» Араттия (Украиния) и геодинамическая эволюция его обрамления (в связи с оценкой тектонической позиции о.Змеиный). Геофизический журнал, - К, №2 т.28, 2006, с.3-14.
7. Герасимов М.Е. Геодинамика и нефтегазоносность Черноморского региона. Геология нефти и газа.- М., 1995, с.4-11.
8. Хаин В.Е., Ломизе М.Е. «Геотектоника с основами геодинамики», М., изд-во МГУ, 1995,480 с.
9. Юдин В.В. Кайнозойские олистостромы Крыма. М-ли міжнар. Наук.-прак. Конф. 22-28 травня 1999 р. м. Ялта «Інженерний захист територій і об'єктів у зв'язку з розвитком небезпечних геологічних процесів» Київ, 1999а, с. 11-12.
10. Герасимов М.Е. «Глубинное строение и эволюция южной окраины Восточно-Европейской платформы по сейсмостратиграфическим данным в связи с нефтегазоносностью.» (Дисс. на соиск. ученой степ. доктора геол.-минер. наук в форме науч. доклада) М. 1994. 75 с.
11. Юдин В.В. Симферопольский меланж / Докл. Росс. АН. 1993. Т. 333. №2 с. 250-252.
12. Кеннет Дж.П. Морская геология. В 2-х т. М. Мир. 1987, т.1-397 с., т.2-383 с.
13. Юдин В.В., Герасимов М.Е. Критика тектонических концепций Крыма. / Геодинамика Крымско-Черноморского региона. Сб. м-лов конф. Симферополь, 1997. С.4-11.
14. Самсонов В.И., Шашорин Ю.Н., Чепижко А.В. «О некоторых особенностях тектонического районирования континентальной окраины юга Украины с позиции концепции тектоники плит» В кн.: Регіональні геологічні дослідження в Україні і питання створення Держгеолкарти – 200 (Тез. доп. І Наук.-виробн. Народи геологів – зйомщиків України 17-12 вересня, м. Гурзуф). Київ, 2001. С.124-127.
15. Бурштар М.С., «Геология и нефтегазоносность платформенных областей Предкавказья и Крыма», Л., «Гостоптезиздат», 1960, 215 с.
16. Хаин В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Историческая геология. Учебник. М. Изд-во МГУ, 1997. 448 с.
17. Геологический словарь. М. Недра, т.2, 1973. 455 с.
18. Юдин В.В. Новая модель геологического строения Крыма // Природа. 1994, № 6. С. 28-31.
19. Паталаха Е.И., Трофименко Г.Л. Трассы краевых прогибов юго-запада Восточно-Европейской платформы: модель краевого прогиба как углеводородоносной структуры и ее приложение // Геологічний журнал. 1999, № 3. С. 26-34
20. Геология СССР. Т.8. Крым. Часть 1. Геологическое описание. Ред. М.В. Муратов. М. Недра, 1969, 575 с.
21. Геология шельфа УССР. Киев, Наукова думка, 1985. 192 с.

22. Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. «Магматические образования Горного Крыма». Статья 1 // Бюлл. МОИП, 1990, т. 65, вып.4 С. 119-132; статья 2 // Бюлл. МОИП, 1990, т. 65, вып. 6. С. 102-113
23. Ларченков Е.П. «Особенности строения поднадвиговых зон Северной Добруджи и перспективы их нефтегазоносности.» В кн. : Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон., М., Наука, 1990. с 61-68
24. Юдин В.В. Меланжи Крыма // Тез. док. Міжнар. Конф. Глибинна будова літосфери та нетрадиційне використання надр Землі. Київ, 1996. С. 62-63.
25. Юдин В.В., Герасимов М.Е. Геодинамическая модель Крымско-Черноморского и прилегающих регионов. В сб.: Геодинамика Крымско-Черноморского региона. Симферополь, 1997. С.16-23.
26. Юдин В.В. Грязевой вулканизм в Горном Крыму // Докл. РАН, 1995, т. 341, №3. М. с. 395-398
27. Архангельский А. Д. “Об отношении складчатости Керченского полуострова к тектонике Крымских гор”, Вестник Геолкома , 1928 , 11, №2, с 31-39.
28. Муратов М.В. «Скифская плита, Объяснительная записка к Международной карте Евразии м-ба 1:250000. – М.: 1964.- 112 с.
29. Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. Руководство по геологической практике в Крыму. М. Недра. 1973. I том – 191 с, II том – 232 с.
30. Казанцев Ю.В. «Тектоника Крыма», М., «Наука», 1982, 111 стр.
31. Юдин В.В. Предскифийский краевой прогиб в геодинамической интерпретации. В сб.: Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Тезисы 3-й Международной конференции. Крым, Гурзуф. 17-21 сентября. Симферополь, 2001. С.178-180.
32. Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К., Скорик А.Н., Цеха О.Г., Федорук В.Ф. «Современные региональные структуры юга Украины: эволюция их формирования и нефтегазоносный потенциал». Материалы III Международной конференции «Крым – 2001», Симферополь, 2001г, стр 40-41.
33. Юдин В.В., Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К. Южнокрымская олистострома. // Докл. РАН. 2000. №3. т. 371. С. 358-361.